

Петрография
**МЕТАМОРФИЧЕСКИХ
ГОРНЫХ ПОРОД**

Метаморфизм – это изменение и преобразование горных пород под действием эндогенных сил при физико-химических условиях, изменившихся после образования этих пород. Метаморфические породы образуются за счет перекристаллизации первичных магматических или осадочных пород при изменении условий температуры и давления в твердом состоянии при участии

растворов.
Классификация метаморфических пород основана на химическом и минеральном составе, структурных и текстурных особенностях.

Учитывается тип метаморфизма и его фациальный уровень. Минеральный состав позволяет судить об относительной температуре метаморфизма. Ассоциация главных минералов является указателем фации метаморфизма. Химический состав позволяет определить состав исходных горных пород. Текстура и структура раскрывает степень перекристаллизации и говорит о соотношении между кристаллизацией и деформацией. Полевые наблюдения позволяют выявить причины метаморфизма.

При классификации к названию метаморфической породы, образовавшейся по исходным осадочным отложениям, добавляют приставку «пара», например, парасланец, парагнейс и др. Если исходной породой была магматическая, применяется приставка «орто», например, ортосланец, ортогнейс и др. Если исходная порода не установлена (при интенсивном метаморфизме), то приставки не добавляют. Если установлено, что метаморфическая порода произошла за счет какой-то определенной горной породы, к названию исходной породы прибавляется приставка «мета», например, метагаббро, метариолит и др.

ГЛАВНЫЕ ФАКТОРЫ МЕТАМОРФИЗМА

Главными факторами, определяющими развитие метаморфизма, являются **температура (t)**, **давление (p)** и **концентрация циркулирующих растворов (c)**.

При длительных условиях постоянной температуры и давления в горной породе устанавливается физико-химическое равновесие.

Температура — Повышение температуры ускоряет химические реакции, способствует процессам перекристаллизации, увеличивает пористость и, таким образом, проницаемость их для флюидов. Всякая реакция при метаморфизме идет либо с поглощением, либо с выделением тепла. Повышение температуры ведет к реакциям, при которых происходит поглощение тепла (закон температур).

Источники тепла:

- 1. В земной коре - магма.** С магмой поступают растворы и летучие компоненты, необходимые для метаморфических процессов. Поэтому источники тепла, связанные с магматизмом, могут быть трех видов:
 - 1) магматические массы на глубине;
 - 2) магматические массы на поверхности земли, вызывающие локальный метаморфизм в виде обжига рядом лежащих пород;
 - 3) постмагматические растворы в жидкой и флюидной фазе.
- 2. Теплота недр**, с глубиной увеличивается в среднем на 3 °C на каждые 100 м погружения (или 1 °C на 33 м) или **геотермический градиент**. Разные участки земной коры обладают различным геотермическим градиентом: наиболее высок он в сейсмически активных зонах, например, таких, как Камчатка. В отдельных глубоких рудниках температуры достигают 40–50 °C.

3. Причинами повышения геотермического градиента могут быть экзотермические реакции, усиливающиеся с глубиной, а также тектонические процессы (трение, скольжение, общее сдавливание и смятие горных пород). Также источниками тепла служат радиоактивный распад элементов и подъем из глубин Земли тепловых потоков («горячих струй», мантийных плюмов и т. д.).

4. Непрерывным источником тепла является восстановление окисленных флюидов, поднимающихся из мантии (процесс дегазации Земли). Такие флюиды Д. С. Коржинский назвал сквозьмагматическими или трансмагматическими, их источник находится в глубинах мантии (вплоть до **Давление баров** – важнейший фактор метаморфизма. В земной коре наблюдаются три вида давления: **литостатическое (p_L)**, **стрессовое давление (p_C)** и **давление флюидов (p_F)**.

Литостатическое давление (всестороннее) – это давление нагрузки вышележащих толщ горных пород, оно увеличивается с глубиной и связано с ней прямой пропорциональной зависимостью. Это давление способствует реакциям с изменением объема.

Литостатическое давление и температура – независимые величины, поэтому иногда в одном разрезе рядом находятся горные породы разной степени изменения. Единицами измерения давления служат килобары и паскали¹ (гигапаскали, мегапаскали).

На некоторой глубине, особой для каждой горной породы, давление вышележащих толщ может достигнуть такой силы, что будет перейден предел сопротивления их на раздавливание и порода начнет течь. Такое явление **называется**

реоморфизмом. Зная

предел упругости горных пород и сопротивления их на раздавливание, можно рассчитать глубину, на которой каждая горная порода может быть раздавлена и подвергнуться течению в стороны. Зона, в которой осуществляется реоморфизм, называется зоной потенциального течения или раздавливания. Считается, что на такой глубине невозможно

существование открытых трещин, не заполненных чем-либо. Однако, установлено, что в мраморах и гранитах трещины возможны до глубины порядка 30 км. Тем

более не может быть раздавливания под действием нагрузки вышележащих толщ **Стрессовое давление (боковое)** – направленное давление, связанное со складкообразовательными движениями и поэтому присущее только верхним

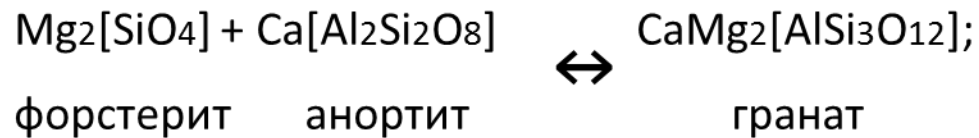
зонам земной коры. Стрессовое давление неоднородно. Отчетливо оно проявляется, когда литостатическое давление меньше, чем боковое ($p_L < p_C$). С глубиной давление нагрузки возрастает и мешает движению горных масс. На

глубине литостатическое

давление преобладает над стрессом, поэтому складчатость и сланцеватость пород ослабевает, хотя определенная ориентировка минералов в породах сохраняется.

Принцип Ле-Шателье, гласит: «если в химической системе температура постоянна, то повышение давления вызывает реакции, идущие с образованием минералов, обладающих меньшим объемом сравнительно с существовавшими до этого. Минералы, образующиеся при этом, будут иметь больший удельный вес, и обладать более плотной структурой элементарной ячейки».

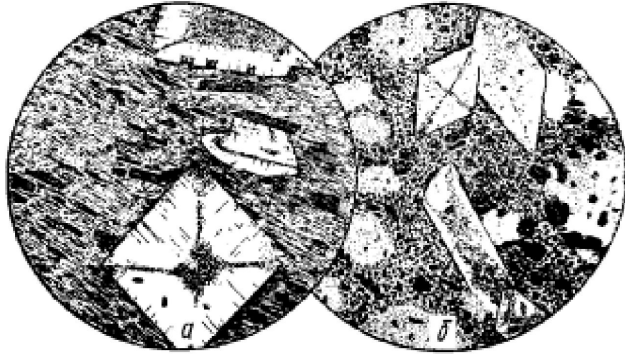
Это закон изменения объема, который обычно иллюстрируется реакцией, проходящей на большой глубине, образования граната из анортита и форстерита по схеме:



Или по молекулярному объему. Молекулярные объемы получаются путем деления молекулярного веса соединений на их удельный вес. Для форстерита молекулярный объем 43,9, для анортита – 101,1 (сумма их равна 145). Молекулярный объем граната равен 121, что свидетельствует об изменении объема системы в сторону уменьшения, благодаря изменившемуся давлению.

Боковое (одностороннее) давление обуславливает проявление пластических и хрупких деформаций в породах, что проявляется в ориентировке минералов перпендикулярно его направлению. В результате стрессового давления возникает сланцеватость (деформационная и кристаллизационная). Наиболее важной является кристаллизационная сланцеватость, вызванная ориентировкой минералов давлением во время перекристаллизации горных пород. Вновь образуемые минералы (слюды, амфиболы и др.) располагаются спайностями параллельно плоскостям сланцеватости.

Все минералы метаморфических горных пород растут одновременно в твердой среде при наличии растворов. Важную роль при этом играет сила кристаллизации (сила роста) минералов. Даже различные направления в одном минерале имеют различную силу кристаллизации.



Даже различные направления в одном минерале имеют различную силу кристаллизации. Примером может служить разновидность андалузита – хиастолит, крест в котором, сложенный углистым веществом, образуется благодаря тому, что грани призмы этих минералов обладают наибольшей энергией роста, из-за чего все углистые включения вытягиваются вдоль ослабленных зон, образуя скопления в центре и в углах кристалла (рис. 1).

В центре скопление углистого вещества образуется в начале, до того, как оно стягивается в углы. Наиболее часто перекристаллизация пород происходит в условиях стресса.

Давление флюидов складывается из парциальных (частичных) давлений всех флюидов, участвующих в процессе метаморфизма ($p\Phi = p_{H_2O} + p_{CO_2} + p_{SO_3} + \dots$). Парциальное давление одного из флюидов (например, p_{H_2O}) всегда будет меньше общего давления флюидов ($p\Phi$). Инфильтрационное продвижение флюидов возможно только при условии, когда литостатическое давление будет больше стрессового давления.

Флюиды, или подвижные растворы (или летучие компоненты) являются неизменным и очень важным фактором почти всех типов метаморфизма. От растворов, циркулирующих в земной коре и пропитывающих местами горные породы, также зависит скорость перекристаллизации. Растворы являются катализаторами, облегчающими реакции между кристаллами. Флюиды при образовании новых минералов, входя в их структуру, производят метасоматические изменения и замещения старых минеральных ассоциаций новыми.

Наряду с участием в химических реакциях флюиды оказывают каталитическое воздействие, способствуя процессам перекристаллизации, что сопровождается растворением и переотложением. Степень перекристаллизации пород напрямую зависит от степени окисленности флюидов. **Флюиды бывают кислотными** – H_2S , CO_2 , Cl_2 , F_2 , SO_4 , **щелочными** – KOH , $NaOH$, $Ca(OH)_2$ или **нейтральными** – H_2O .

Процессы регионального (динамотермального) метаморфизма обычно идут при воздействии флюидов нейтрального состава, локального метаморфизма – щелочного или кислотного. Особенно агрессивными являются флюиды метасоматических процессов.

Большая часть метаморфических реакций при понижении температуры идет с поглощением летучих компонентов. С повышением температуры газовая фаза уходит из системы. Минералы, обогащенные флюидами, образуются при более низкотемпературных процессах. Регрессивный метаморфизм всегда характеризуется развитием водосодержащих минералов – серицита, хлорита, эпидота и др. Понижение температуры способствует увеличению процессов окисления, поэтому для низкотемпературных минеральных ассоциаций характерен гематит (Fe_2O_3). H_2O и CO_2 являются функциями температуры: H_2O

$$\text{CO}_2 = f(t).$$

При повышении температуры растворимость воды увеличивается, а углекислого газа понижается. С увеличением давления картина меняется: CO_2

$$\text{H}_2\text{O} = f(p).$$

С увеличением давления возрастает роль углекислого газа, CO_2 более интенсивно растворяет минералы, содержащие Ca и Mg (например, диопсид, форстерит) с образованием кальцита и, реже, доломита.

Степень метаморфизма, существуют постепенные переходы разности соответствующих осадочных и магматических пород в метаморфические. Преобразование пород может происходить: на контакте интрузии с боковыми породами (**контактовый метаморфизм**); при воздействии горячих вод на породы, слагающие стенки трещин, по которым воды перемещаются (**гидротермальный метаморфизм**); в результате огромных давлений, возникающих на глубине (**динамометаморфизм**), и при участии всех этих факторов на огромных пространствах, в складчатых областях- регионах (**региональный метаморфизм**).

Процесс изменения пород под воздействием привнесенных газов и паров называется **пневматолитовым метаморфизмом**. Процесс изменения вмещающих пород под воздействием гидротермальных растворов называется **гидротермальным метаморфизмом**. Вокруг внедрения магмы образуется контактовая оболочка с земной корой – **контактный метаморфизм**.

Контактовый метаморфизм и метасоматоз наиболее глубоко изменяют осадочные горные породы. Отмечается обогащение пород кварцем (**окварцовывание**), образование хлоритов путем метасоматоза (**хлоритизации**), обогащение серицитом за счет ПШ и глинистых минералов (**серитизация**), **карбонатизация** и другие изменения.

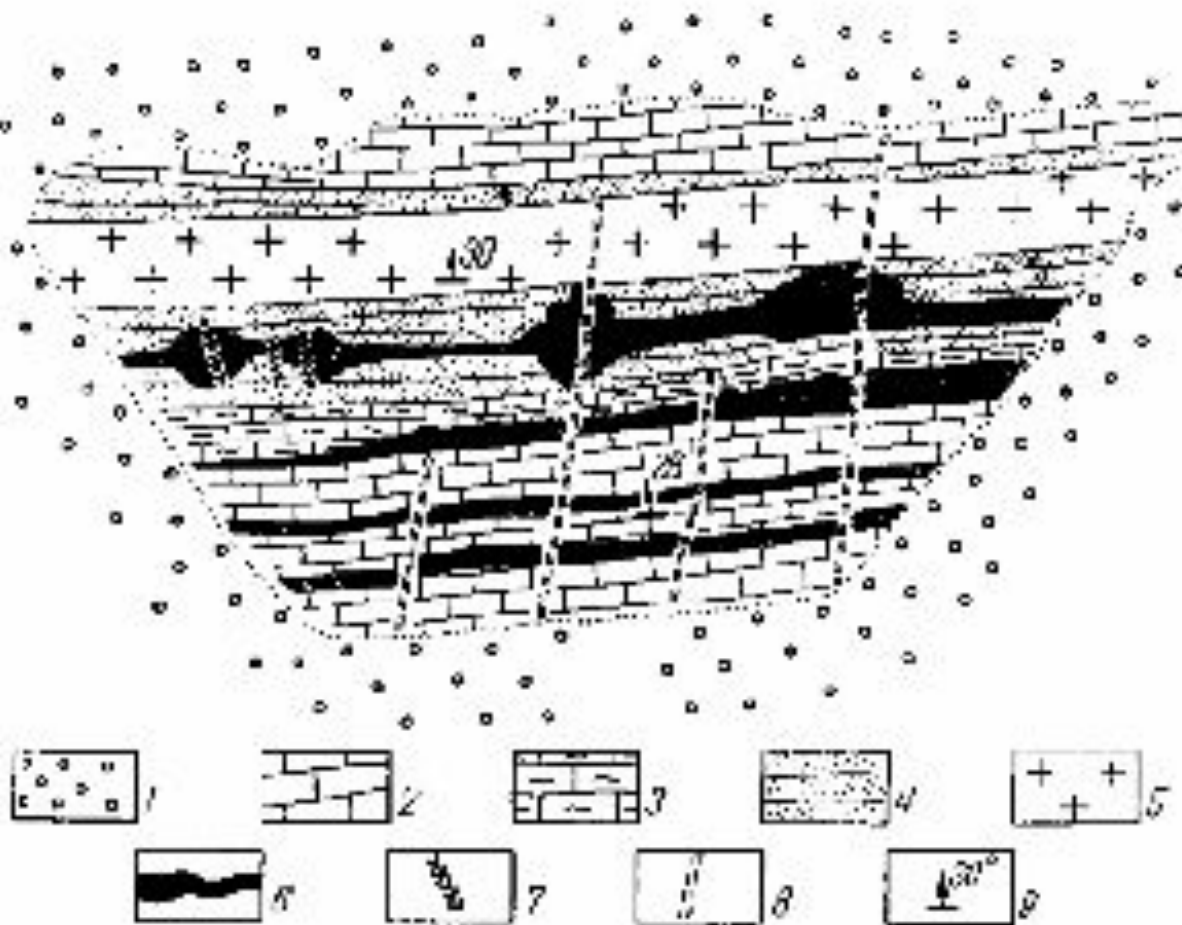
Поверхность контакта, называют экзоконтактовый, а прилегающую к внутренней стороне поверхности контакта -эндоконтактовый. В общем виде метаморфические изменения, вызванные внедрением магматической массы, можно представить происходящими как бы в концентрических зонах, окружающих внедренную массу. Чем ближе к внедренной массе расположен какой-либо пояс, тем интенсивнее нем происходит метаморфизм и тем сильнее изменение в породах

Контрольные вопросы:

- 1. Типы метаморфизма, перечислить**
- 2. Главные факторы метаморфизма**
- 3. Зачем добавляют приставку «пара», например, парасланец, парагнейс и др. или «орто», например, ортосланец, ортогнейс и др. ?**
- 4. Источники тепла в зонах метаморфизма, перечислить**
- 5. Как минералы метаморфических горных пород формируются при метаморфизме?**
- 6. Где и как осуществляется реоморфизм?**
- 7. На чем основан Принцип Ле-Шателье?**

ФОРМЫ ЗАЛЕГАНИЯ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД

Особенности геологического развития **скарнов (темное)** в карьере месторождения Джилау (Таджикистан).
1 – наносы; 2 – известняки; 3 – милонитизированные известняки; 4 – кварцево-пироксеновые роговики; 5 – гранодиориты; 6 – пироксеновые скарны; 7 – кварцевые жилы; 8 – зоны дробления и смещения; 9 – элементы залегания.



По Г. М. Саранчиной и Н. Ф. Шинкареву, 1973

Структуры.

Метаморфические породы имеют особые **полнокристаллические структуры**, возникающие в результате перекристаллизации вещества в твердом состоянии. Помимо воды, отделяющейся от магматического очага, небольшое количество ее (доли процента) всегда имеется в горных породах в виде так называемой **горной влажности**, а также содержится в гидроксилсодержащих минералах. Освобождаясь при повышенных температурах, эта вода может действовать как растворитель, последовательно растворяя одни минеральные зерна и отлагая в новых местах другие по мере своего насыщения. Вода может играть и роль катализатора. При таких условиях не могут возникнуть структуры, обусловленные последовательностью выделения минералов из расплавов или растворов, как это было у магматических пород.

Растворение первичных минералов часто приводит к развитию метасоматоза (замещение одних минералов другими). Изучение таких структур дает возможность выяснить последовательность развития одних минералов за счет других и тем самым восстановить историю постепенного преобразования породы с самого начала. Этому способствует медленность процесса неполнота метасоматического замещения отдельных минералов с сохранением последовательных стадий развития отдельных кристаллических фаз. В таких породах будут встречаться остатки прежних минералов и первичных остаточных структур.

Без более детального подразделения среды структур метаморфических пород выделяют: **кристаллобластические, катакластические и реликтовые.**

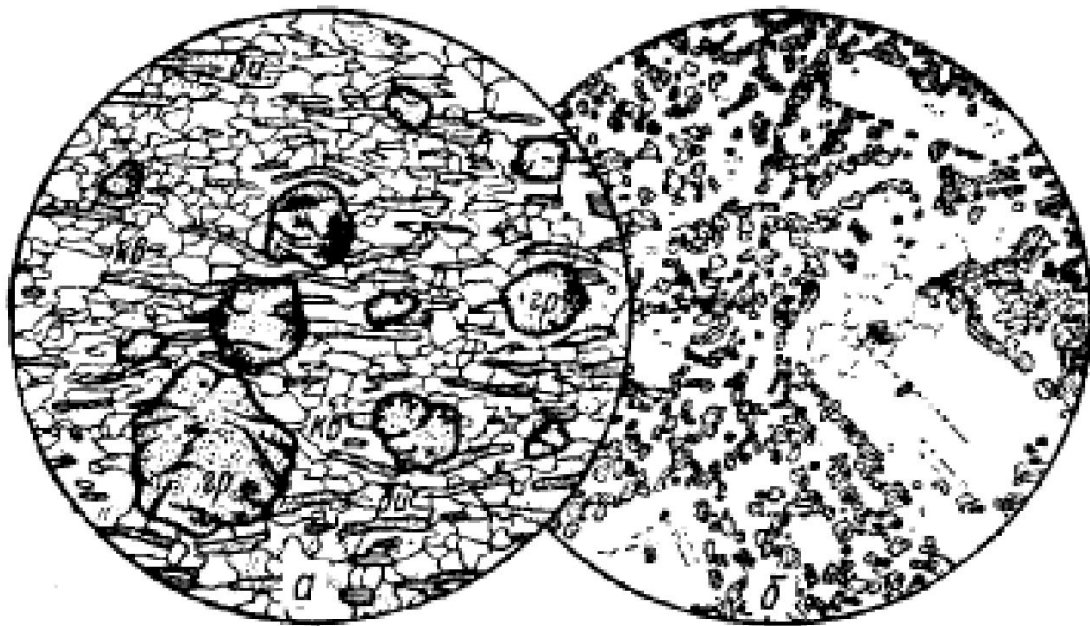
Кристаллобластические структуры образуются в результате перекристаллизации и роста кристаллов в твердом состоянии под влиянием их кристаллизационной силы. В таких структурах степень оформленности зерен является лишь выражением их кристаллизационной силы и не связана с последовательностью их выделения из расплава. Сам **процесс перекристаллизации называется кристаллобластезом.**

В зависимости от формы всех зерен, взаимоотношения их друг с другом и ориентировки относительно действующего давления выделяют разновидности структур. Если зерна минералов вытянуты в одном направлении, перпендикулярном давлению, возникает сланцевость пород (или **сланцевая текстура**). Если листочки или чешуйки таких минералов, как слюды, талька, хлорита, оказываются ориентирными по сланцеватости, то возникает **чешуйчатая, или лепидобластная структура**, свойственная **сланцевым, хлоритовым и тальковым сланцам.**

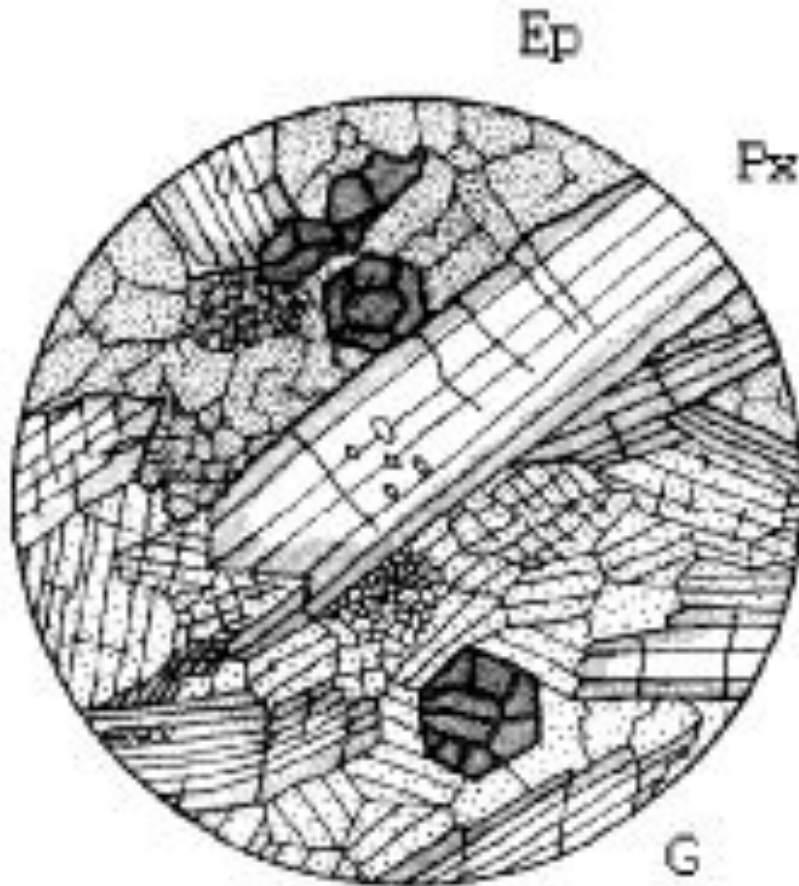
Катакластические структуры возникают под влиянием сильного одностороннего давления, вызывающего деформации и дробление.

Реликтовые (остаточные) - сохраняют следы структуры первичной породы. Так, например, в гнейсах наблюдаются остатки структуры гранитов.

Кристаллобластические структуры – это метаморфические структуры, характерные для всех пород динамотермального (регионального) и некоторых других типов метаморфизма



Порфиробластовая структура в кварцево-слюдяном сланце – а.
Порфиробласты представлены гранатом (*би* – биотит, *кв* – кварц, *гр* – гранат;
по О. Н. Белоусовой и др., 1972); бластопорфировая структура в пироксеновом ам-
фиболите – б. По А. Харкеру, 1937

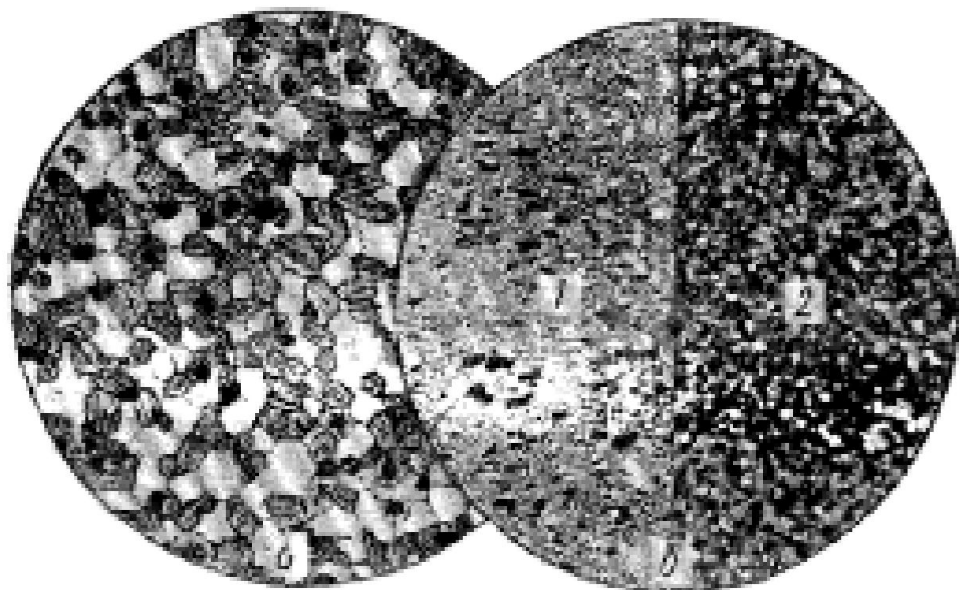


По степени идиоморфизма среди метаморфических минералов выделяют идиобластовые и ксенобластовые (рис.). Идиобластичность и ксенобластичность зависят не от порядка кристаллизации минералов, как в магматических породах, а от их кристаллизационной способности (энергии роста).

Глаукофан-эпидотовый сланец из Риффельхауса (по Р. Мейсону). Структура пород порфиробластовая, структура основной ткани гранонематобластовая. Наиболее идиобластичными минералами здесь являются гранат (G) и пироксен (Px), менее идиобластичными – амфибол (две системы спайности под косым углом). Эпидот (Ep) здесь явно ксенобластичный. По Р. Мейсону, 1981

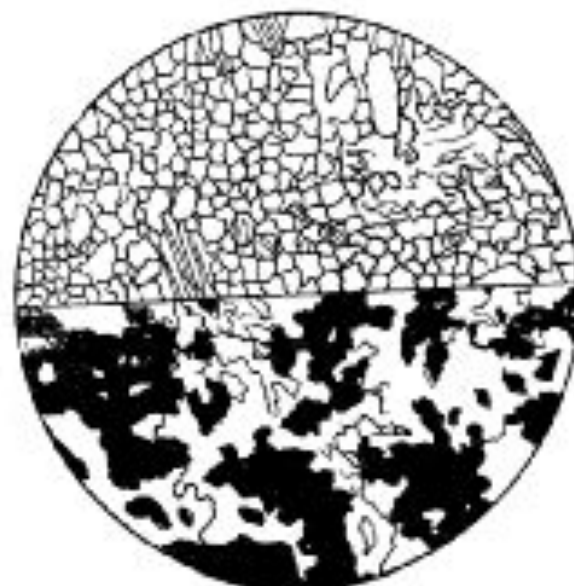
Гомеобластовые структуры

По мере нарастания процессов метаморфизма происходит увеличение размеров зерен; структуры постепенно становятся гомеобластовыми средне- или крупнозернистыми, текстуры – массивными.



Гомеогранобластовая структура в пироксеновом амфиболите по А. Харкеру, 1937 – а; биотит-плагноклазовый роговик (роговиковая структура)

По Ю. Ир. Половинкиной, 1968 – б: 1 – без анализатора, 2 – с анализатором

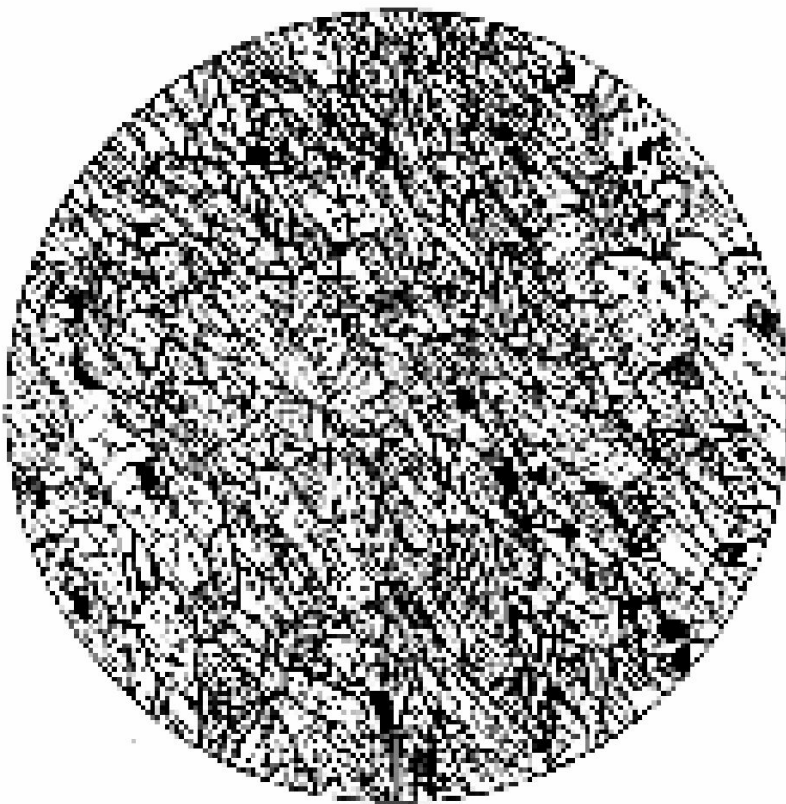


Роговиковая структура, сверху – типичная, внизу – торцовая.

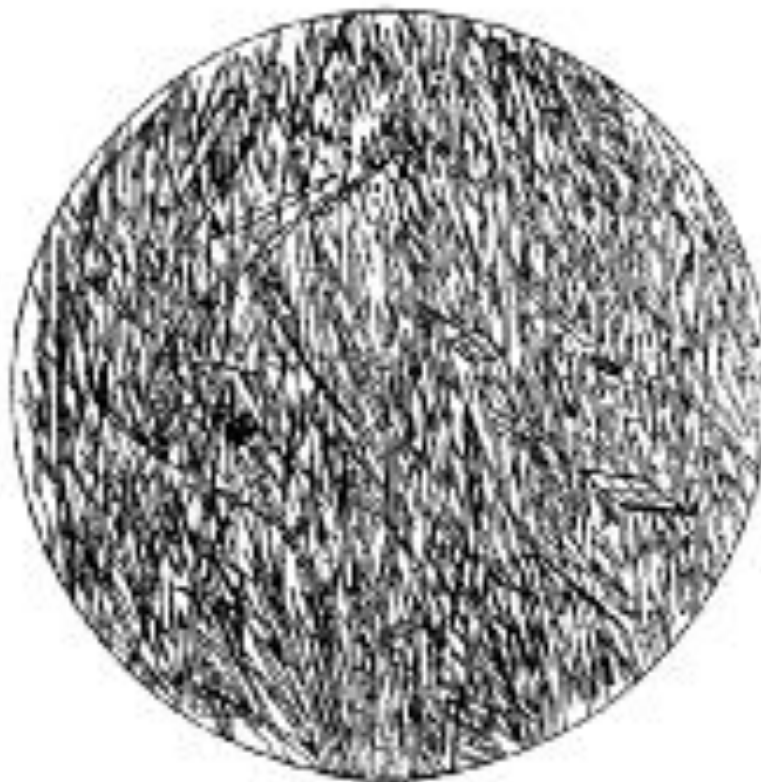
Вверху со следами грануляции прежде более крупных зерен порфировых выделений ороговикованной эффузивной породы. Гранат и пироксен во взаимных прорастаниях (внизу).

По Е. А. Кузнецову, 1970

а.



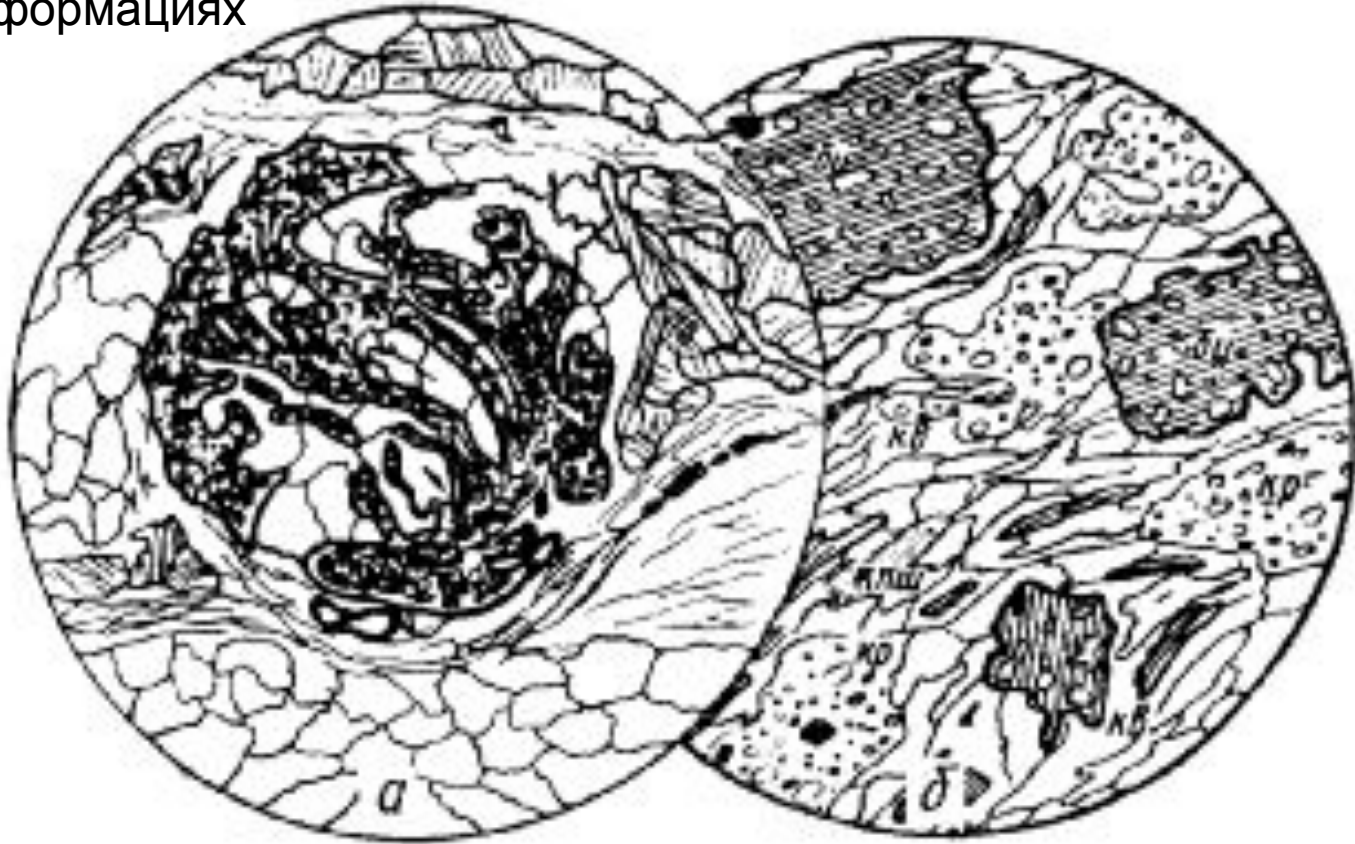
б.



а. Нематобластовая структура куммингтонитового сланца. Кривой рог.

б. фибробластовая структура актинолитохлоритового сланца. Урал. По Е. А. Кузнецову, 1970

Г е л и ц и т о в а я структура (геликс по лат.– «улитка») – разновидность порфиробластовой – образуется, если при росте порфиробластов кристаллы вращаются под влиянием движения материала при тектонических деформациях



Хлоритовый сланец – а. Гелицитовая структура порфиробластов клиноцои- зита, Альпы (по Е. А. Кузнецову, 1970). Кордиеритовый слюдяной гнейс – б. Пойкилитовая структура (би – биотит, кв – кварц, кпш – калиевый полевой шпат, кр – кордиерит. По О. Н. Белоусовой и др., 1972

Катакластические структуры

Катакластические структуры возникают в метаморфических породах под влиянием динамометаморфизма, основным фактором которого является стрессовое давление, приводящее к разрушению пород

1. Б р е к ч и е в и д н а я (брекчиевая) структура возникает при начальном дроблении пород, когда образуются крупные угловатые обломки, скрепленные более мелкозернистым, иногда перетертым материалом.
2. Ц е м е н т н а я структура возникает при более интенсивном дроблении, когда количество мелкодробленного материала увеличивается. Размер мелких обломков обычно не превышает 1 мм, тогда как порфиорокласты могут быть в несколько раз крупнее.
3. М и л о н и т о в а я структура формируется при наиболее сильных процессах катаклаза, когда дробление пород сопровождается их перетиранием – милонитизацией. Породы перетираются в пыль, и при этом образуется, так называемая «горная мука»

Реликтовые структуры

Реликтовые структуры также называют палимпсестовыми. При перекристаллизации, прошедшей не до конца, часто остаются реликты первичного состава и строения исходных пород

- а) п е т е л ь ч а т ы е, возникающие в интрузивных ультраосновных породах (оливинитах, дунитах, перидотитах) при замещении оливина серпентином;
- б) к е л и ф и т о в ы е, или д р у з о в ы е, образующиеся при замещении, в первом случае, граната, а во втором – пироксена или других минералов, симплектитовыми агрегатами, слагающими вокруг первичных минералов кайму;
- в) а н т и п е р т и т о в а я структура развивается в плагиоклазовых породах при аллохимическом метаморфизме, который приводит к разрушению плагиоклаза с образованием в нем калиевого полевого шпата.

Структуры метасоматических пород

Структуры метасоматических пород не всегда выделяют отдельной группой, хотя они имеют ряд специфических особенностей. Типичной чертой метасоматических структур является замещение минералов начальных стадий минералообразования более поздними. Эта особенность связана с изменением состава постмагматических (или иных) растворов. Структуры, вызванные таким замещением, называются коррозионными, они широко распространены в скарнах и других метасоматитах.

ТЕКСТУРЫ И ОТДЕЛЬНОСТИ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД

Текстуры метаморфических пород по условиям их образования могут быть двух типов: реликтовые, или отраженные, и собственно метаморфические, формирующиеся за счет процессов метаморфизма.

Реликтовые текстуры

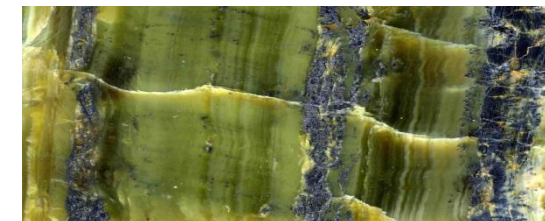
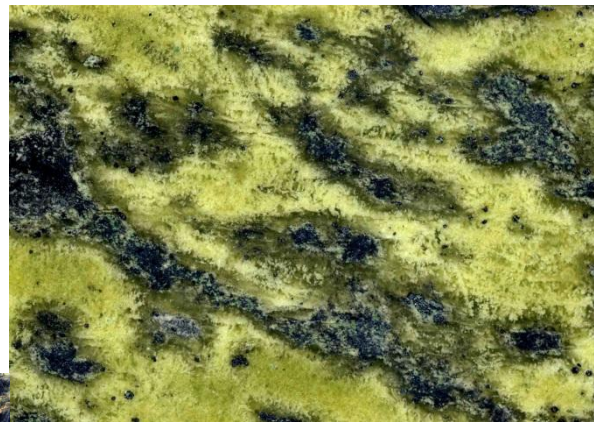
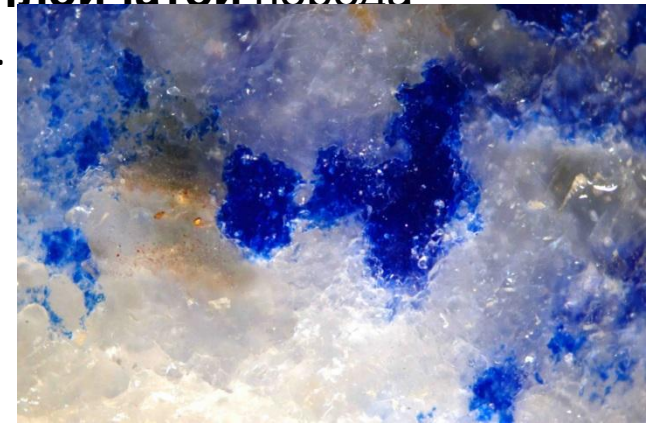
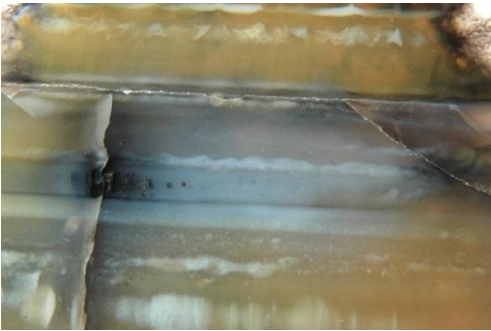
Реликтовые текстуры характерны для низких ступеней метаморфизма, когда сохраняется внешний облик и строение исходных осадочных или магматических пород.

1. М и н д а л е к а м е н н а я текстура присутствует в породах орторяда (магматических) низких ступеней метаморфизма. Миндалины –это заполненные вторичными минералами газовые пустоты, обычно в базальтовых лавах.
2. Ф л ю и д а л ь н а я текстура характерна для эффузивных пород кислого состава. Иногда сохраняется в метаморфических породах орторяда низких ступеней метаморфизма. Ориентировка низкотемпературных минералов: хлорита, серицита и перераспределение минералов при перекристаллизации часто подчеркивает флюидалность первичных магматических горных пород, делая ее более ясной.
3. С л о и с т а я текстура. В породах параряда (осадочных) часто отмечается реликтовая слоистость, иногда можно установить первичную ритмичную или косую слоистость.

Типичными текстурами метаморфических пород является: **сланцеватая, полосчатая (ленточная, гнейсовая) и массивная, очковая, волокнистая и пльчатая.**

В очковой текстуре агрегаты светлоокрашенных крупных минеральных зерен овальной формы присутствуют в мелкозернистой основной массе (характерна для гнейсов и некоторых сланцев); **в волокнистой** — волокнисты минералы, составляющие породу, переплетаются между собой; **в пльчатой** порода

ладки, нап



Отдельности метаморфических пород

Вследствие развития сланцеватости в метаморфических породах часто сохраняется сходство с отдельностями осадочных горных пород, из которых они происходят. Часто в них наблюдается развитие кливажа – тонкой трещиноватости, отдельности, чаще всего параллельно сланцеватости.

Кливаж, как и сланцеватость, являются следствием ориентировки минералов в направлении, перпендикулярном стрессовому давлению.

В метаморфических породах возникают **трещины отдельности** перпендикулярные простиранию и поверхностям кливажа, а также перпендикулярные кливажу и параллельные простиранию.

Контрольные вопросы:

1. **Какие группы структур вы знаете в метаморфических породах?**
Перечислить
2. **Типы текстур метаморфических пород.** Перечислить
3. **Отдельности метаморфических пород, характеристика.**
4. **Формы залегания метаморфических пород.**

ДИНАМОТЕРМАЛЬНЫЙ МЕТАМОРФИЗМ (РЕГИОНАЛЬНЫЙ)

Динамотермальный метаморфизм самый энергоемкий коровый процесс, который ведет к формированию региональных метаморфических комплексов, коровому гранитообразованию. Этот тип метаморфизма является процессом формирования гранито-гнейсового и, возможно, гранулитобазитового слоев

земной коры. Региональный метаморфизм охватывает большую площадь горных пород древних щитов и молодых горных сооружений.

Продукты динамотермального (или регионального) метаморфизма занимают площади в сотни тысяч квадратных километров в пределах щитов и фундамента древних платформ.

В рамках динамотермального метаморфизма в зависимости от масштаба, пространственного размещения и интенсивности процесса различают региональный и локальный. Локальный метаморфизм контролируется конкретными структурными элементами (разломами, контактами интрузий и др.), а региональный метаморфизм не обнаруживает такой связи, а охватывает огромные объемы горных пород. К этому типу метаморфизма относятся докембрийские

Главные факторы регионального метаморфизма

Д. С. Коржинский выделяет три фактора динамотермального метаморфизма: температура (t), давление (p) и подвижные растворы (c) участвующие в минералообразовании.

При просачивании растворов в земной коре возникает **метаморфическая зональность**:

- 1) в верхних зонах – региональный метаморфизм;
- 2) в средних зонах – метасоматические изменения;
- 3) в нижних зонах – замещение пород эвтектической магмой

Давление определяется глубиной, а температура – близостью к магматическому очагу и его размерами. При метаморфизме имеется избыток жидких растворов. Упругость пара (**парциальное давление p_{H_2O}**) этих растворов зависит только от температуры. Установлено, что вода сохраняется в жидкообразном (надкритическом) состоянии при средне- и высокотемпературных процессах из-за того, что водные растворы насыщены разнообразными веществами, что препятствует их переходу в критическое состояние.

Считается, что вода сохраняется в надкритическом (перегретом) состоянии даже на глубине 150 км при температуре 1300 °C. При повышении температуры вода обладает способностью лучше растворять и выносить компоненты, но входить в состав минералов в виде гидроксилгруппы вода способна только при понижении темпера-

туры. Поэтому в низкотемпературных парагенезисах увеличивается роль **Содержание CO_2** повышается в растворах при увеличении литостатического давления. Таким образом, чем выше глубина минералообразования, тем выше давление CO_2 в растворах – повышается способность углекислого газа растворять минералы богатые кальцием и магнием и образовывать карбонаты.

ОСОБЕННОСТИ ФАЗОВОГО РАВНОВЕСИЯ

При перекристаллизации в твердом состоянии так же, как и при кристаллизации из магматического расплава, наблюдается стремление к установлению физико-химического равновесия и формированию равновесных минеральных

парагенезисов.

Процессы высокотемпературного динамотермального метаморфизма ближе к равновесным, чем магматические, что связано с прогрессивным характером кристаллизации при метаморфизме, обусловленном повышением температуры. Установлено, что при повышении температуры на 10 оС скорость химических реакций возрастает в два раза, а при повышении на 100 оС – в сто раз. Таким образом,

повышение температуры наряду с длительностью термального воздействия, является важнейшим фактором физико-химического равновесия.

Правило фаз Гиббса, гласящее, что число фаз, находящихся в равновесии будет равно числу компонентов плюс два:

$$C = K + 2 - \Phi,$$

где: C – число степеней свободы системы (p, t, c);

K – число компонентов (химических элементов);

Φ – число присутствующих фаз (минералов).

В. М. Гольдшмидт вывел минералогическое правило фаз, показывающее, что при произвольном p и t могут устойчиво существовать не более K минералов, т. к. $K = \Phi$ (т. е. сколько химических компонентов участвует в системе, столько может существовать минералов). Таким образом, правило фаз будет иметь следующий вид:

$$C = K + 2 - \Phi = 2.$$

Метаморфическая система является закрытой. Выделяют три типа физико-химических систем.

1. Изолированные системы, в которых не может происходить изменений, связанных с внешней средой, т. е. не могут изменяться ни объем, ни энергия, ни масса компонентов в системе.
2. Закрытые системы, в которых могут происходить обмен теплом и изменение объема и не может быть обмена компонентами системы с окружающей средой.
3. Открытые системы, являющиеся проницаемыми и для вещества, следовательно, в них может меняться p , t и c .

Ряд химической подвижности компонентов:



Компоненты в этом ряду расположены по убывающей подвижности.

Те, которые стоят до скобок, в большинстве случаев обладают наибольшей подвижностью. Компоненты, которые взяты в скобки, могут проявляться в зависимости от процесса и как инертные и как подвижные.

$\text{SiO}_2 - \text{Al}_2\text{O}_3$ имеют, как правило ограниченную подвижность.

Д.С.Коржинский ввел понятие о дифференциальной подвижности компонентов и выделил **подвижные и инертные компоненты**, и разделил на 4 группы.

1. **Инертные** – это компоненты, количество которых целиком зависит от их содержания в данной породе.
2. **Подвижные** – это компоненты, количество которых определяется их концентрацией в циркулирующем растворе и не зависит от их содержания в горной породе. Поэтому концентрация подвижных компонентов является произвольной и обладает степенью свободы.
3. **Насыщающие (избыточные)** – это компоненты, разновидности инертных, количество которых равно концентрации насыщения растворов. Они могут выпадать из растворов при насыщении, увеличивая, таким образом, количество минералов в парагенезисе.
4. **Компоненты-примеси, или рассеянные** – это такие компоненты, содержания их ниже предельного и поэтому они не влияют на число минералов в парагенезисе. К компонентам-примесям относят химические вещества, которые не формируют самостоятельных фаз, например, Ba, Rb, Sr, Mn и др.

Подвижные компоненты характеризуются постоянной концентрацией вследствие легкой растворимости их и диффузии в растворах, пропитывающих породу.

Инертные компоненты растворяются и диффундируют очень медленно, поэтому их концентрации не претерпевает существенного изменения. Среди инертных компонентов выделяют **реагирующие** (или виртуальные), **избыточные, безразличные и компоненты – примеси.**

С **реагирующими** компонентами связан тип минерального парагенезиса породы и количественного соотношения между главными минералами.

Избыточные компоненты присутствуют в виде отдельных минералов, увеличивая соответственно число фаз и компонентов.

Безразличные компоненты дают соединения определенного состава, например фосфор, титан, цирконий образуют апатит, сфен, циркон.

Компоненты – примеси это химические вещества, которые в минералах метаморфических пород присутствуют в незначительных количествах и не формируют самостоятельных фаз, к ним относятся барий, рубидий, марганец и др.

Учитывая роль и значение компонентов при метаморфизме Коржинский указал: **что наибольшее число устойчивых совместно образующихся в породе минералов равно числу компонентов за вычетом вполне подвижных компонентов и компонентов -примесей.**

В случае нормального метаморфизма, вполне подвижными компонентами являются только вода и углекислота, а все остальные ведут себя инертно. При процессах ультраметаморфизма (мигматизации) в разряд подвижных компонентов переходят щелочи, а при некоторых метасоматических процессах все химические компоненты становятся подвижными за исключением кремния и алюминия.

Контрольные вопросы:

- 1. Чем отличается динамотермальный метаморфизм от локального?**
- 2. Главные факторы регионального метаморфизма**
- 3. При просачивании растворов в земной коре возникает метаморфическая зональность, какая она?**
- 4. Как понимается парциальное давление ?**
- 5. Влияние CO₂ с глубиной?**
- 6. Физико-химическое равновесие при метаморфизме.**
- 7. Вещественный состав и некоторые особенности фазового равновесия.**
- 8. Правило Гиббса, формулировка.**
- 9. Минералогическое правило фаз В. М. Гольдшмидта.**
- 10. Ряд химической подвижности компонентов, как вы его понимаете?**

СТУПЕНИ И РЯДЫ ДИНАМОТЕРМАЛЬНОГО МЕТАМОРФИЗМА

1. **Низшая ступень регионального метаморфизма** соответствует температуре **200–300 °С**. Это обуславливает широкое развитие гидроксилсодержащих минералов (хлорита, серицита, талька, серпентина, тремолита, актинолита, глаукофана), а также андалузита, хлоритоида, кислых плагиоклазов. Процессы перекристаллизации идут не до конца, что вызывает появление неравнозернистых гетеробластовых структур: порфиробластовой, пойкилобластовой, реликтовой. **Поскольку господствует боковое (стрессовое) давление, широко развиты директивные (ориентированные) текстуры: сланцеватые, плейчатые.**
2. **Средняя ступень регионального метаморфизма** характеризуется температурами **400–500 °С**. Типоморфными минералами для пород этой ступени являются: биотит, мусковит, дистен, ставролит, роговая обманка, средние плагиоклазы. Широко развиты лепидогранобластовая и гранолепидобластовая, порфиробластовая, пойкилобластовая структуры. **Среди текстур наблюдаются не только директивные, но и массивные, что отражает присутствие как бокового, так и литостатического давления.**

3. **Высшая степень регионального метаморфизма** при температуре 500–600 оС. Верхний предел обусловлен температурой магмы. **Образования гранитоидной магмы эвтектического состава 640–660 оС, а магмы базальтового состава : 900–1100 оС.** Давление высокое литостатическое. Типоморфные минералы обладают более плотной упаковкой ионов в кристаллической решетке: биотит, силлиманит, кордиерит, пироксен и оливин, основные плагиоклазы и калиевые полевые шпаты. Строение горных пород высшей степени метаморфизма более крупнозернистое по сравнению с породами средней степени. Структуры гомеобластовые. Все это свидетельствует о том, что в физико-химической системе, все реакции прошли до конца и возникли равновесные структуры. **Текстуры чаще всего массивные. При линейной ориентировке породообразующих минералов – гнейсовидные, линзовидно-полосчатые.**

Контрольные вопросы:

1. **При каких температурах проходят степени регионального метаморфизма?**
2. **Какие текстуры характерны низшей степени?**
3. **Какие текстуры характерны средней степени?**

Изохимический ряд по глинистым породам

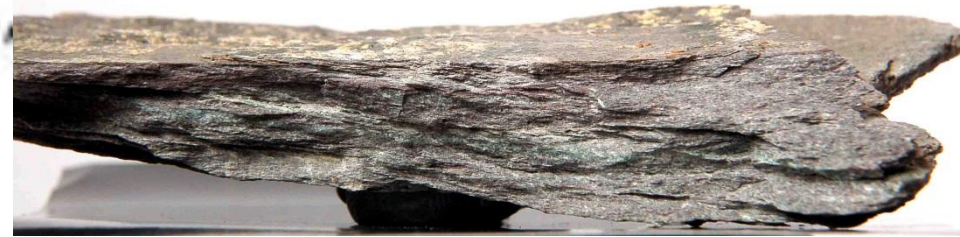
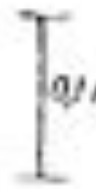
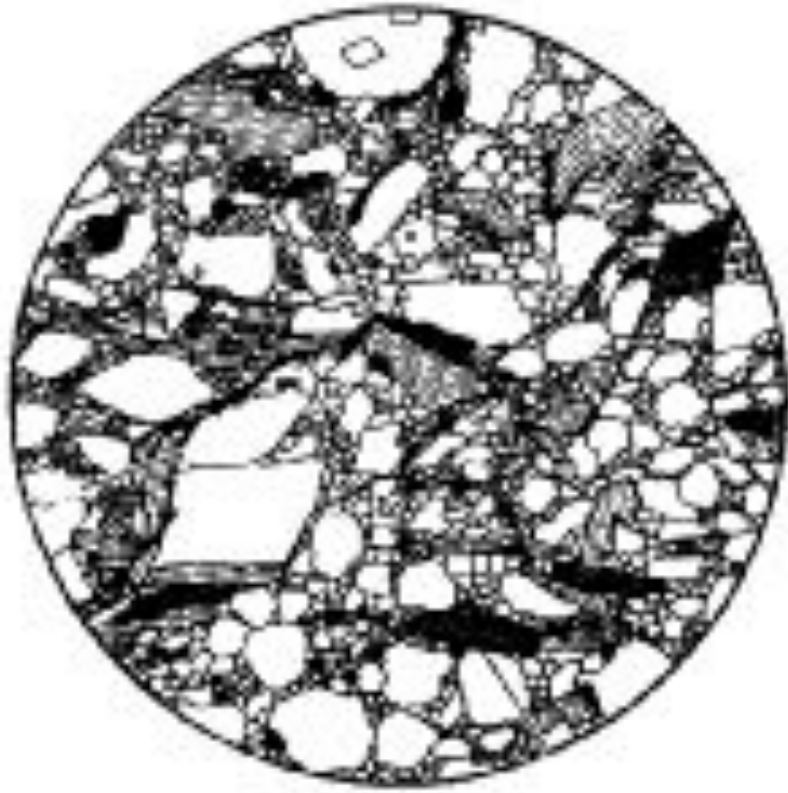
Низшая ступень метаморфизма

Метаморфизму подвергаются спрессованные глинистые породы - аргиллиты или глинистые сланцы.

а) Первой стадии отвечает перекристаллизация первичных глинистых минералов. **При этом монтмориллонит переходит в хлорит, каолинит – в серицит, зерна кварца остаются.** На этой стадии образуются **ф и л л и т ы** – тонкозернистые сланцеватые горные породы, состоящие из кварца, хлорита и серицита. За счет титана и бора, содержащегося в глинах, кристаллизуются рутил, турмалин и др. минералы. Сохраняются реликтовые акцессорные минералы: апатит, циркон, рудные минералы. Структура филлитов гранолепидобластовая. Это скрыточешуйчатые серебристо-белые, зеленовато-серые, темно-серые до черных (при наличии графита) породы. **Текстура тонкосланцеватая с шелковистым блеском на плоскостях сланцеватости, узелковая (с зернами кварца или**



Филлиты



Филлит (шиферный сланец),
Зернфталль, Швейцария.
Сложен обломками кварцевых и
полевошпатовых зерен,
стильпномеланом, хлоритом и
серицитом.
По Р. Мейсону, 1981

б) На второй стадии низшей ступени глинистых осадков образуются серицитовые, хлоритовые, серицит-хлоритовые или хлорит-серицитовые сланцы. За счет пиррофиллита глинистых сланцев в филлитах при температурах ниже 400 оС образуется андалузит или, при более высоких давлениях – кианит. Постепенно укрупняются чешуйки серицита и хлорита, увеличиваются размеры зерен кварца. **Сланцы могут содержать железистый гранат, кварц до 50 %.** От филлитов хлоритовые и серицитовые сланцы отличаются более крупнозернистым строением (размер зерен 0,2–0,4 мм) и резко выраженной зеренциацией,



андалузиты



серициты

Средняя ступень метаморфизма

На средней ступени образуются **слюдяные сланцы**. По внешнему виду это средне- и крупнокристаллические серебристо-белые, серовато-зеленые (до темно-зеленых) породы с очень ясно выраженной сланцеватой текстурой. На плоскостях сланцеватости они обладают серебристым или золотистым блеском (за счет мусковита или биотита). При метаморфизме исходные минералы испытывают следующие превращения:

монтмориллонит → хлорит → биотит;
каолинит → серицит → мусковит.

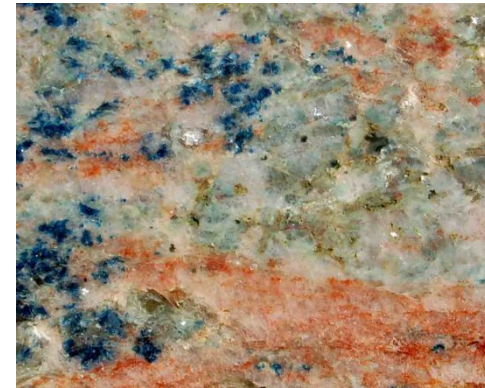
Сланцы по составу полиминеральные. Обычно в них присутствует кварц. В качестве дополнительных минералов присутствует ставролит, гранат (альмандин) и др. **Чешуйки графита или гематита придают слюдяным сланцам более темную, иногда буроватую окраску.**

Среди слюдяных сланцев различаются в зависимости от давления андалузитовые (при пониженном давлении) и кианитовые (при более высоком давлении). Эти минералы образуют крупные (до 1 см) порфиробласты, т. к. обладают большими силами роста. Акцессорные минералы слюдяных сланцев: циркон, сфен, рутил, апатит, турмалин и др.

Структуры слюдяных сланцев: порфиробластовые, пойкилобластовые, лепидогранобластовые. **Текстуры**



**Кианитовые
слюдяные сланцы.**



Высшая ступень метаморфизма

На высшей ступени метаморфизма глинистых сланцев возникают парагнейсы. Отличаются от слюдяных сланцев по минеральному составу является присутствие в гнейсах наряду с кислым плагиоклазом калиевого полевого шпата (25–60 %). Таким образом, главные лейкократовые минералы гнейсов – кварц, калиевый полевой шпат и кислый плагиоклаз.

Типоморфные минералы парагнейсов: гиперстен, гранат (пироп-альмандинового состава), кордиерит, силлиманит.

Сложение массивное. Текстура гнейсовидная.

Гнейсы раскалываются на пластины или плитки толщиной от нескольких сантиметров до нескольких дециметров по слюдяным прослоям или параллельно удлинению слагающих их минералов. Внешний вид парагнейсов зависит от минералов, входящих в их состав. Характерным акцессорным минералом является рутил.

По количественно-минеральному составу гнейсы близки гранитам. Присутствие высокоглиноземистых минералов: силлиманита, кианита наряду с повышенным содержанием слюд позволяет надежно



Гнейсы

**Самые низкотемпературные – это слюдяные гнейсы.
При повышении температуры до 600 оС мусковит разлагается с образованием калиевого полевого шпата и силлиманита.
С возрастанием температуры биотит-силлиманитовые гнейсы вытесняются ортоклаз-кордиерит-гранатовыми и гранат-гиперстеновыми парагнейсами (гранатсодержащие гнейсы П. Эскола предложил называть гранулитами).**

Контрольные вопросы:

- 1. На какой ступени метаморфизма образуются ф и л л и т ы и чем они отличаются от других пород?**
- 2. Чем отличаются филлиты от хлоритовых и серицитовых сланцев?**
- 3. На какой ступени образуются слюдяные сланцы? Как вы их отличаете?**
- 4. На какой ступени образуются парагнейсы? Как вы их отличаете?**

Изохимический ряд по песчаникам

Песчаники – это породы, состоящие из кварца, из кварца и полевых шпатов с примесью других минералов и различными типами цемента

Кварцевые песчаники с кремнистым цементом

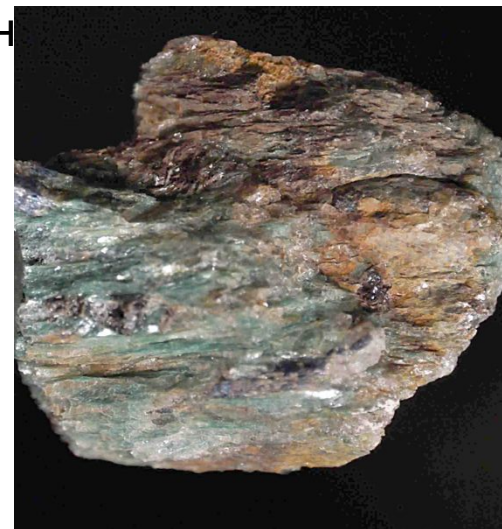
На низшей ступени песчаники с кремнистым цементом преобразуются в кварциты бластопсаммитовой или гетерогранобластовой структуры, сланцеватой текстуры. При этом образуются более крупные зерна с зубчатыми очертаниями и мозачным погасанием. Часто остаются осадочные ритмы, подчеркиваемые тяжелыми минералами, сохраняется первичная сланцеватость.

Кварциты с ясно выраженной сланцеватостью часто называют кварцитовыми сланцами.

На средней ступени образуются кварциты со сланцеватой или массивной текстурой. Структура у них может быть как гетерогранобластовая, так и гомеогранобластовая. Очертания зерен зубчатые, зерна плотно прилегают друг к другу.

На высшей ступени образуются кварциты гомеогранобластовой структуры, массивной текстуры.

Таким образом, по кварцевым песчаникам с кремнистым цементом образуются кварциты, отличающиеся друг от друга только структурно-текстурными особенностями



кварцитовые



Кварцит с массивной текстурой

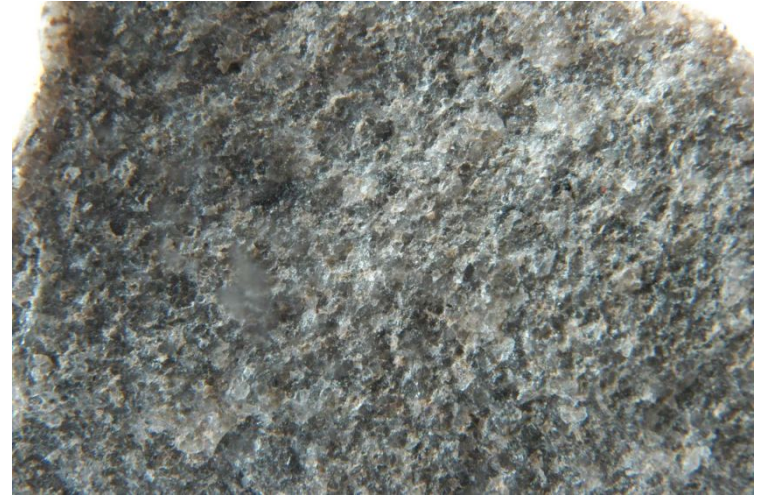
Кварцевые песчаники с глинистым цементом

Здесь идет сочетание метаморфизма глинистых осадков и метаморфизма кварцевых песчаников.

На низшей ступени метаморфизма образуются серицит-кварцевые или хлорит-кварцевые сланцы.

На средней ступени в зависимости от количества цемента возникают слюдяно-кварцевые сланцы или слюдяные кварциты.

На высшей ступени образуются парагнейсы или полевошпатовые кварциты, если содержание полевого шпата менее 25 %.



слюдяные



парагнейс

ы

Аркозовые песчаники с глинистым цементом

Аркозовые песчаники состоят из зерен кварца, плагиоклаза, калиевого полевого шпата и некоторых других минералов.

На низшей ступени происходит перекристаллизация цемента. Глинистые минералы переходят в серицит и хлорит. Зерна калиевого полевого шпата замещаются альбитом и серицитом, плагиоклаз также альбитизируется. **Возникают серицит- или хлорит-альбитовые сланцы гетеробластовой, лепидогранобластовой структуры, полосчатой или сланцеватой текстуры.**

На средней ступени кристаллизуются зерна калиевого полевого шпата. **Образуются слюдяные парагнейсы (состав слюд зависит от цемента). Структура пород лепидогранобластовая, текстура сланцеватая или гнейсовидная.**

На высшей ступени образуются парагнейсы с содержанием от 25 до 60 % полевого шпата. По химическому и минеральному составу парагнейсы близки к гранитам.

Дополнительно, в зависимости от исходного состава, могут кристаллизоваться гиперстен, кордиерит, гранат (пироп-альмандинового состава), силлиманит, иногда биотит. Структура пород гранобластовая, текстура гнейсовидная



хлорит-альбитовые сланцы



слюдяные

Контрольные вопросы:

- 1. На какой ступени образуются кварциты с ясно выраженной сланцеватостью часто называют кварцитовыми сланцами?**
- 2. На какой ступени образуются кварциты со сланцеватой или массивной текстурой?**
- 3. Как преобразуются кварцевые песчаники с глинистым цементом по ступеням метаморфизма?**
- 4. Во что переходят аркозовые песчаники на низшей ступени метаморфизма?**

Изохимический ряд по карбонатным породам

Изохимический ряд по чистым карбонатным породам

Чистые карбонатные породы при региональном метаморфизме на всех ступенях преобразуются в мраморы с различными структурами и текстурами.

На низшей ступени образуются мраморы гетерогранобластовой структуры. Часто наблюдаются реликты первичного строения осадочных пород (слоистость, неоднородность). Текстуры сланцеватые.

На средней ступени метаморфизма чистых карбонатных пород образуются мраморы гомеобластовой (гранобластовой) структуры, сланцеватой или массивной текстуры.



Мраморы с реликтовой строматолитовой текстурой



мраморы гомеобластовой (гранобластовой) структуры

На высшей ступени метаморфизма чистые карбонатных пород образуются **мраморы** **плотного мелкозернистого строения, гомеогранобластовой структуры, массивной текстуры.**



мраморы плотного мелкозернистого строения

В мраморах существует зависимость между структурой и степенью метаморфизма обратная по сравнению с другими породами: **чем выше степень метаморфизма, тем более мелкозернистой будет сложение пород.**

На низшей ступени размер зерен также зависит от величины исходных зерен карбоната

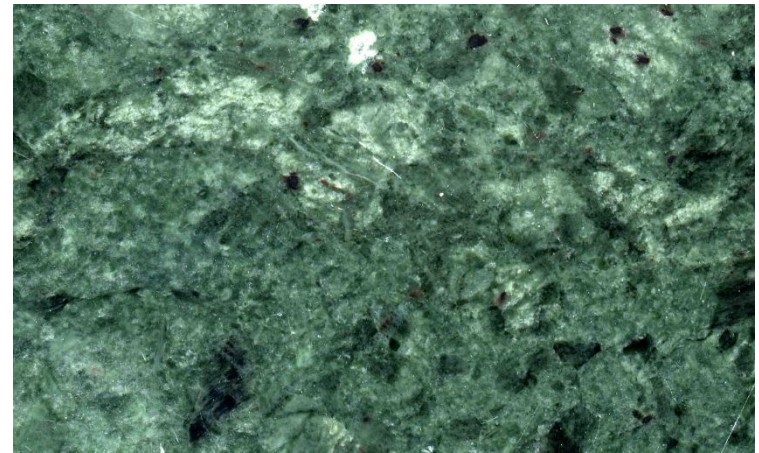
Изохимический ряд по силикатным карбонатным породам

За счет карбонатных пород с примесями силикатных минералов возникают силикатные мраморы, степень метаморфизма которых определяется появлением типоморфных минералов.

На низшей ступени в мраморах присутствуют: серпентин, тальк, хлорит, актинолит, тремолит, эпидот, кислый плагиоклаз.

На средней ступени метаморфизма образуются силикатные мраморы с волластонитом, гроссуляром, роговой обманкой, средним плагиоклазом, скаполитом, флогопитом.

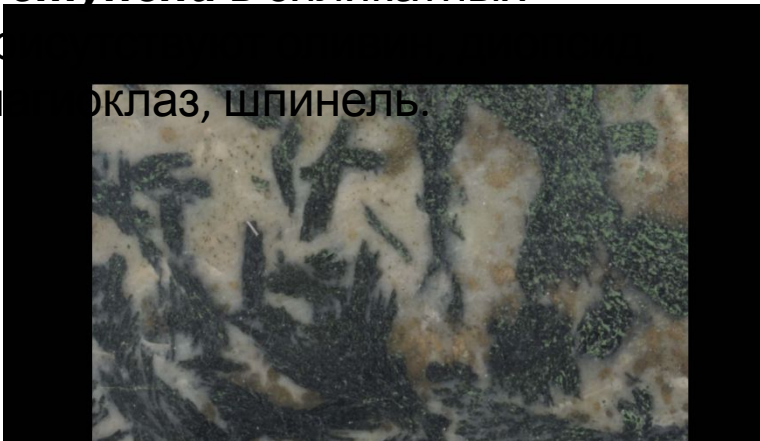
На высшей ступени в силикатных мраморах присутствуют: кварц, калиевый полевой шпат, основной плагиоклаз, шпинель.



Серпентиновые мраморы



Мраморы с роговой обманкой



Мраморы с плагиоклазом

Распределение отдельных минералов в силикатных мраморах часто полосчатое или линзовидно-полосчатое. **Серпентин содержащие мраморы называются офикальцитами.**

подавляющее большинство мраморов имеет осадочное происхождение – является парапородами. Но при замещении **основных магматических горных пород кальцитом изредка образуются ортомраморы.**

Мраморы с гранатом, диопсидом, форстеритом и другими силикатами называются кальцифирами (значительно распространены в Прибайкалье)



офикальциты



ортомраморы



кальцифир

Контрольные вопросы:

- 1. Какая существует зависимость между структурой и степенью метаморфизма в мраморах?**
2. Какие породы возникают из карбонатных пород с примесями силикатных минералов ?
- 3. Какие породы называются офикальцитами?**
- 4. Какие породы называются кальцифирами?**
- 5. Как образуются ортомраморы?**

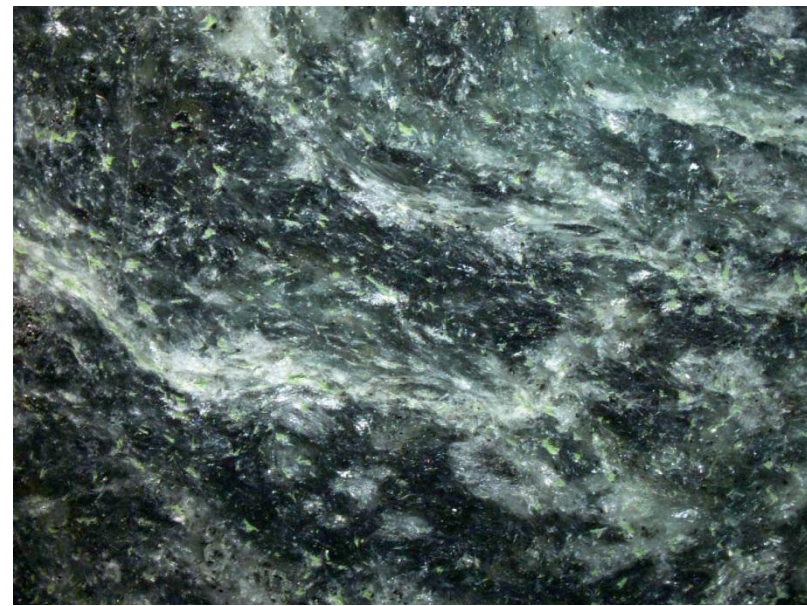
Изохимический ряд по ультраосновным породам

При региональном метаморфизме ультраосновных горных пород (дунитов, оливинитов, перидотитов и др.)

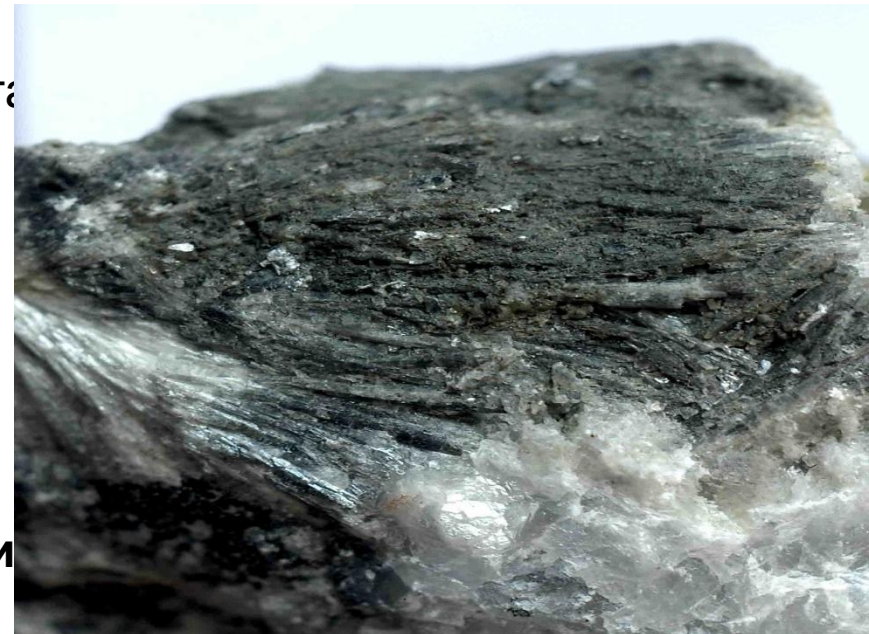
Низшая ступень метаморфизма имеет две стадии.

На первой стадии за счет ультраосновных пород, или за счет их серпентинизированных разновидностей возникают хризотилловые серпентиниты пикролитового строения, фибролитовой структуры (хризотил образует спутанные волокна, иногда сложенные веерообразно). При появлении в серпентинитах сланцеватой текстуры возникают **серпентиновые сланцы**.

На второй стадии, если в исходных породах присутствовал **кальций**, то за счет ультраосновных пород или серпентинитов образуются **антофиллитовые сланцы**. В других случаях образуются **актинолитовые и тремолитовые сланцы** нематобластовой структуры сланцеватой текстуры.



серпентиновые



тремолитовые

На *средней ступени* метаморфизма за счет ультраосновных пород образуются **роговообманковые сланцы** гранонематобластовой структуры или роговообманковые породы гранобластовой структуры. Текстура этих пород либо сланцеватая, либо массивная.

На *высшей ступени* метаморфизма за счет ультраосновных магматитов возникают **оливин-пироксеновые и пироксеновые горные породы**, с трудом отличимые от исходных ультраосновных пород.

Единственным критерием визуального отличия магматических интрузивных пород (**перидотитов**) от метаморфических ультраосновных пород **высшей ступени** м...
структурные особ...
метаморфических...



перидотиты



роговообманковые



**оливин-
пироксениты**

Изохимические ряды по основным и средним породам

А. Эффузивные породы (базальты, андезиты и их пирокласты)

На *низшей ступени* метаморфизма основных и средних эффузивных и пирокластических пород различают **три стадии**.

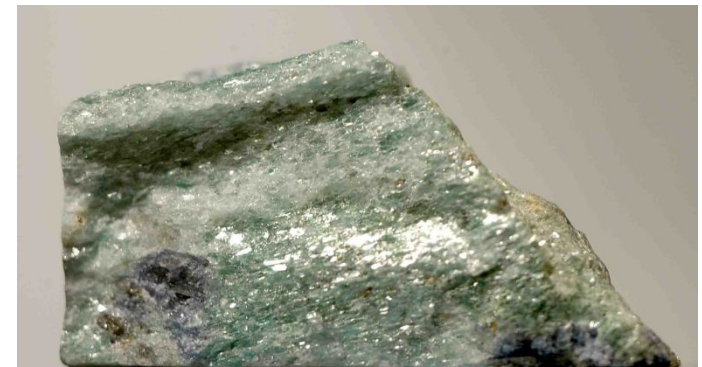
На **первой стадии** за счет лав основного и среднего состава возникают **порфиритоиды**. Для них характерно сохранение реликтовых структур – порфировой или катакластической.

На **второй стадии** за счет лав основного и среднего состава возникают **зеленые сланцы**. Состав зеленых сланцев аналогичен порфиритоидам: альбит, минералы группы эпидота, серицит, хлорит и актинолит (за счет цветных минералов).

На **третьей стадии** за счет лав основного и среднего состава образуются **альбит-актинолитовые амфиболиты** гранонематобластовой, иногда пойкилобластовой структуры, сланцеватой



порфиритоид



зеленые



альбит-актинолитовые амфиболиты

На *средней ступени* регионального метаморфизма лавы основного и среднего состава превращаются в **амфиболиты** – горные породы, состоящие из среднего плагиоклаза и роговой обманки. Типоморфным акцессорным минералом является сфен. Структура амфиболитов порфиробластовая, гранобластовая, иногда нематогранобластовая, текстура массивная или сланцеватая. Породы такого же состава, что и амфиболиты, но обладающие резко выраженной сланцеватой текстурой, называют **амфиболитовыми сланцами**.



амфиболит



амфиболитовые

На *высшей ступени* метаморфизма за счет эффузивных пород среднего и основного состава возникают **плагиоклаз-пироксеновые породы**, состоящие из основного плагиоклаза, гиперстена, диопсида. Такие породы называются **основными чарнокитами** или **основными гранулитами** гранобластовой структуры, сланцеватой или полосчатой текстуры.

**основные чарнокиты
или основные
гранулиты**

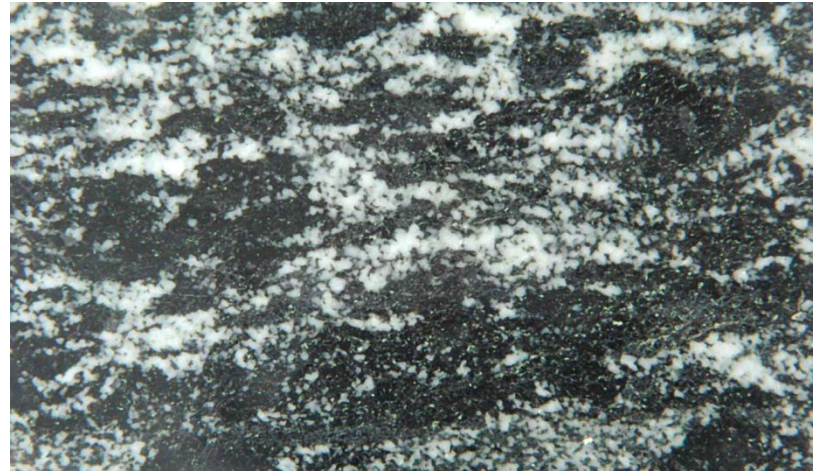


Б. Интрузивные породы (габбро и диориты).

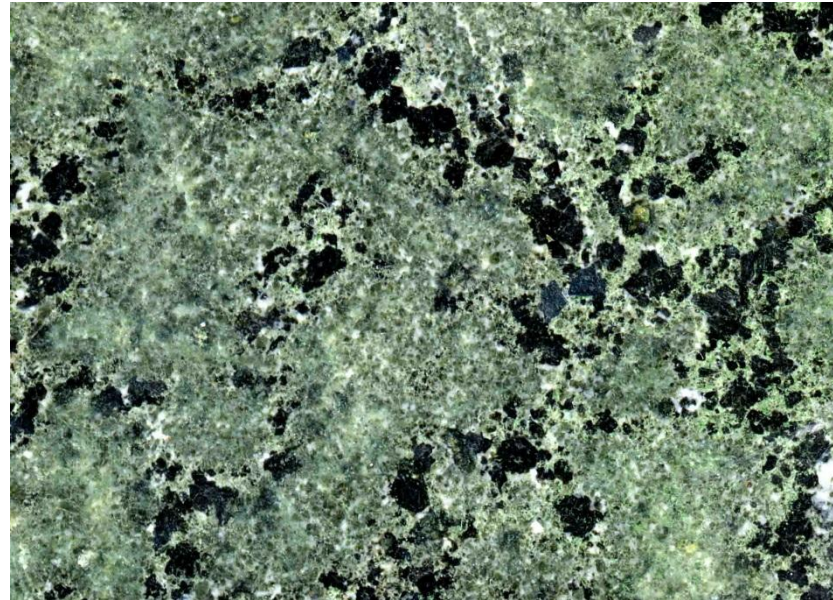
Продукты динамотермального метаморфизма габбро и диоритов отличаются от базальтов и андезитов лишь на первой стадии *низшей ступени*.

На низшей ступени за счет габбро и диоритов возникают **габбровые сланцы**. Они по минеральному составу аналогичны зеленым сланцам за исключением структурно-текстурных особенностей. Особенности габбровых сланцев – это неравномерность перекристаллизации, что выражается в реликтовых структурах и текстурах. Часто встречаются катакластические структуры.

На второй стадии исчезают реликты первичного строения и образуются **зеленые сланцы**.



**габбровые
сланцы**

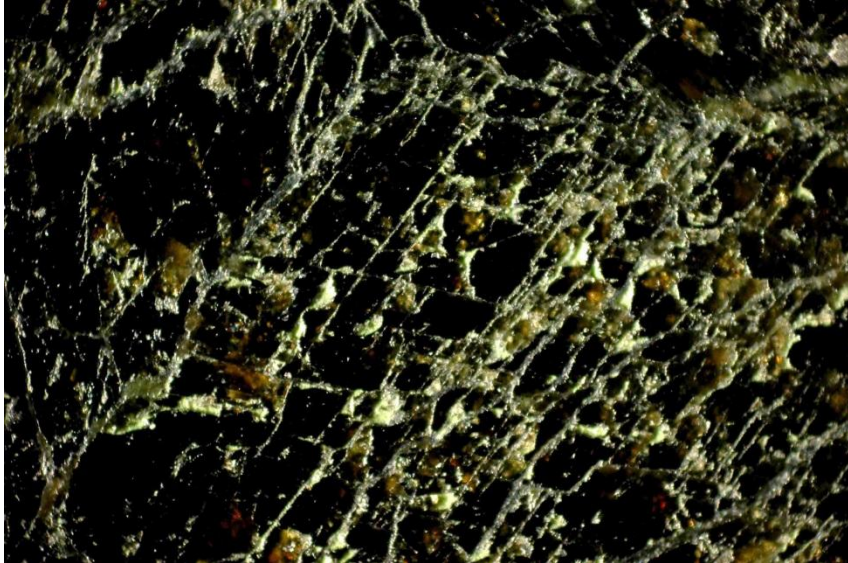


**зеленые
сланцы.**

На третьей стадии низшей ступени за счет габбро и диоритов образуются альбит-актинолитовые амфиболиты.

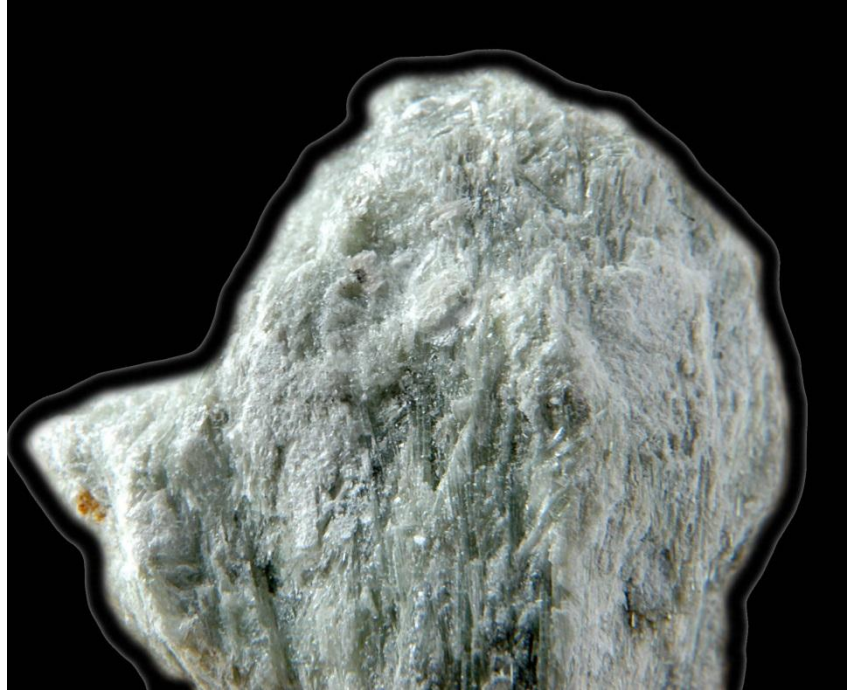
На *средней ступени* образуются амфиболиты, которые называют габбро-амфиболитами или диорит-амфиболитами.

На *высшей ступени* образуются плагиоклаз-пироксеновые и гранат-пироксеновые породы или

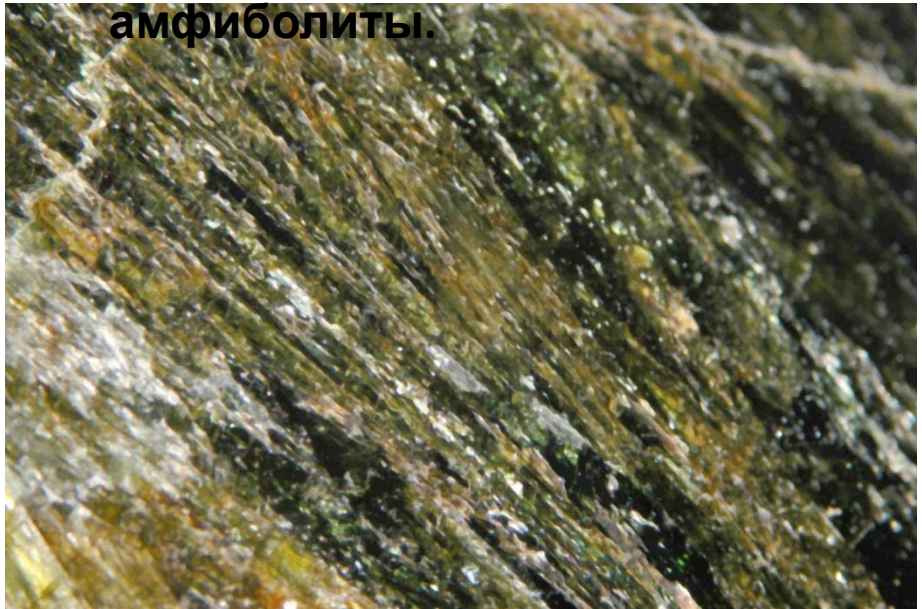


ЭКЛОГИТ

ы



**альбит-актинолитовые
амфиболиты.**



диорит-

Изохимические ряды по кислым породам

А. Эффузивные породы (лавы риолитового состава и их пирокласты)

На *низшей ступени* метаморфизма различают две стадии для эффузивных пород кислого состава.

На первой стадии возникают **порфириды** **бластопорфировой** и **бластокластической** структуры. Минеральный состав

порфиридов: кварц, альбит и серицит, с присутствием небольшое количество хлорита, который развивается за счет первичного цветного минерала. Текстура порфиридов сланцеватая, иногда микроочковая.

На второй стадии исчезают реликтовые структуры и образуются **серицит-альбитовые сланцы**, **содержащие в своем составе более 25 % альбита**. По минеральному составу сланцы близки гнейсам, но отличаются микрозернистым строением. Поэтому альбитовые сланцы иногда называют микрогнейсами или гнейсовыми сланцами. Структура лепидогранобластовая, текстура сланцеватая, часто тонкополосчатая.



порфириод



**серицит-альбитовые
сланцы**

На средней ступени метаморфизма за счет кислых эффузивов образуются **ортогнейсы, состоящие из кварца, кислого плагиоклаза, калиевого полевого шпата и какого-нибудь цветного минерала** (биотита, роговой обманки или, иногда, граната).

На высшей ступени метаморфизма кислые лавы образуют **ортогнейсы, содержащие в качестве цветного минерала гиперстен, гранат, иногда клинопироксен**. В отечественной практике породы такого минерального состава называют **чарнокитами**. Структура гранулитов **гранобластовая, текстура массивная, полосчатая или линзовидно-полосчатая**



ортогнейсы, состоящие из кварца, кислого плагиоклаза



ортогнейсы, содержащие в качестве цветного минерала

Б. Кислые интрузивные породы (гранитоиды)

На *низшей ступени* происходит в основном катаклаз (разрушение, дробление) и развальцевание. Широко развиты гидроксилсодержащие минералы – серицит и мусковит вдоль зон рассланцевания.

На *средней ступени* метаморфизма за счет интрузивных пород кислого состава образуются **ортогнейсы**. В зависимости от состава исходных гранитоидов гнейсы содержат различное количество плагиоклаза и калиевого полевого шпата.

Встречаются **плаггиогнейсы**, в которых присутствует только плагиоклаз кислого и среднего состава.

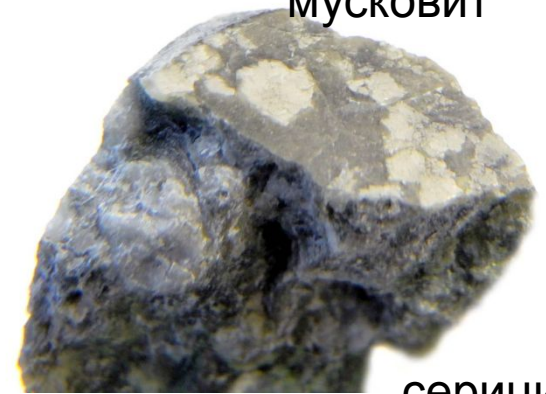
По содержанию цветных минералов различают двуслюдяные, биотитовые, роговообманковые, биотит-роговообманковые ортогнейсы. Текстура полосчатая, линзовидно-полосчатая, иногда очковая.

На *высшей ступени* метаморфизма за счет кислых интрузивов возникают **гиперстеновые и гранатовые ортогнейсы (чарнокиты)**.

гранатовые ортогнейсы
(чарнокиты)



МУСКОВИТ



серицит



Полезные ископаемые, парагенетически связанные с регионально-метаморфическими породами

В процессе динамотермального метаморфизма осадочных и магматических горных пород возникают различные полезные ископаемые.

Сами метаморфические породы иногда являются полезным ископаемым – это филлиты, мономинеральные кварциты и мраморы. Филлиты (шиферные, кровельные сланцы) используют в качестве строительного материала.

Мономинеральные кварциты и мраморы используют в качестве диасового и флюсового сырья.

Минералов, образованные при динамотермальном метаморфизме осадочных или магматических пород, в местах их скопления представляет собой ценное сырье.

Таковыми являются силлиманит и дистен (глиноземистое сырье), рутил (сырье на титан), гранат (абразивный минерал), графит (смазочный материал).

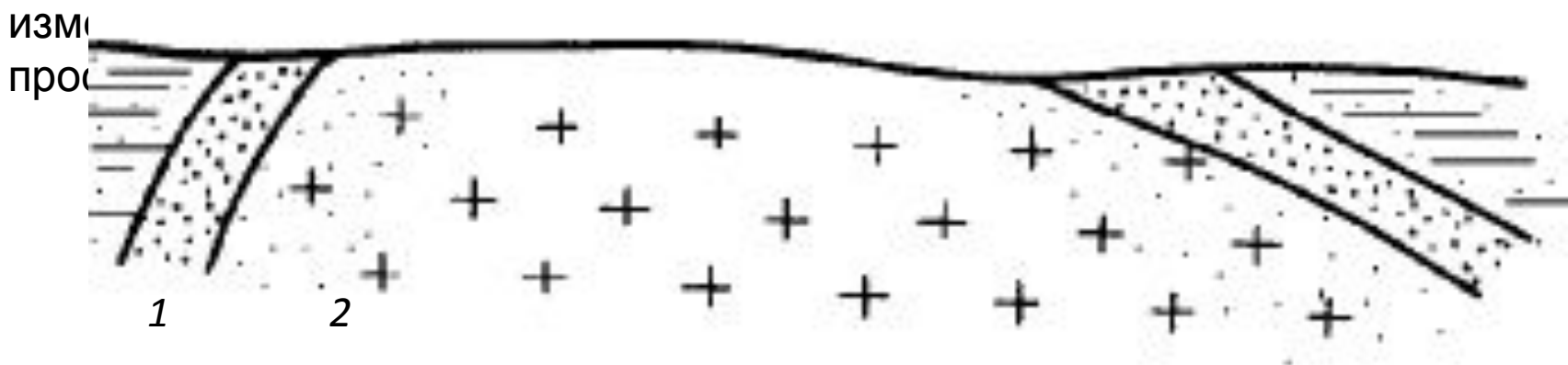
В третьих, с регионально метаморфическими породами связаны некоторые рудные месторождения, в частности, крупнейшие месторождения ильменит-магнетитовых руд, приуроченные к железистым кварцитам.

Контрольные вопросы:

- 1. Как образуются серпентиновые сланцы?**
- 2. Как образуются антофиллитовые сланцы и актинолитовые и тремолитовые сланцы ?**
- 3. Визуальные отличия магматических интрузивных пород от метаморфических ультраосновных пород высшей степени метаморфизма.**
- 4. Как образуются порфиритоиды?**
- 5. Как образуются зеленые сланцы?**
- 6. Как образуются основные чарнокиты и основные гранулиты?**
- 7. Как образуются амфиболитовые сланцы?**
- 8. Как образуются эклогиты?**
- 9. Как образуются ортогнейсы?**
- 10. Полезные ископаемые, парагенетически связанные с регионально-метаморфическими породами.**

КОНТАКТОВО-ТЕРМАЛЬНЫЙ МЕТАМОРФИЗМ

Под контактовым метаморфизмом понимается процесс качественного минерального преобразования вмещающих горных пород **вблизи интрузивных и эффузивных магматических тел под воздействием локального теплового поля**. Таким образом, изменение происходит только в зоне теплового воздействия интрузии и четко локализовано вдоль ее контакта. Среди процессов контактового метаморфизма выделяются **эндоконтактовые и экзоконтактовые явления**. Эндоконтактовые изменения происходят в самих магматических породах. Экзоконтактовые



Экзоконтактовые (1) и эндоконтактовые (2) изменения гранитов, внедрившихся в осадочные толщи

Эндоконтактовые изменения

Эндоконтактовые изменения происходят потому, что состав магмы в контактовой области меняется из-за реакции расплава с вмещающими породами. **Диффузия растворенного материала стремится выровнять нарушенное химическое равновесие в расплаве.**

Равновесие достигается при длительном процессе диффузии (при этом породы приобретут однородное строение и состав). В этом случае говорят об **а с с и м и л я ц и и**. **Ассимиляция и контаминация находятся на грани магматического и эндоконтактового процессов.**

Ксенолиты горных пород различного состава (кварциты, глинистые породы, интрузивные породы и др.), попадая в гранитные расплавы, изменяются приблизительно одинаковым образом.

- 1. Сначала ксенолиты перекристаллизуются в зернистые роговики,** которые имеют резкую границу с окружающим их горячим гранитным расплавом.
- 2. Дальше материал из гранитов проникает в ксенолиты и начинает с ними взаимодействовать. Вокруг ксенолитов образуется темная кайма, состоящая из феррических минералов (биотита, пироксена, роговой обманки) – из магмы выносятся железо-магнезиальные компоненты. Последовательно весь ксенолит пропитывается железо-магнезиальными компонентами и становится внешне темным (т. к. он состоит преимущественно из феррических минералов).**
- 3. После этого в ксенолит начинают поступать компоненты калийных минералов (щелочи, кремнезем, глинозем) и образуются кварц и полевые шпаты. Это стадия гранитизации.**

4. Начинается постепенное выравнивание состава между ксенолитами и магмой. Границы ксенолита как бы размываются, сам ксенолит теряет резкость и становится похож на тень (нечеткое сгущение фемических минералов).

5. Далее и эта неоднородность исчезает, и порода становится неоднородной. **Эндоконтактовые явления проявляются в том, что в горных породах появляются минералы, не свойственные магматическим членам ряда. Так, в контактах гранитов с другими горными породами появляются гранат, эпидот, диопсид, кордиерит и др. минералы свойственные контактовым ассоциациям.**

Экзоконтактовые изменения

Экзоконтактовому метаморфизму подвергаются все вмещающие горные породы независимо от их состава, но в различной степени. **Причиной контактового метаморфизма являются высокая температура магматических масс и флюиды, диффузия которых со стороны магмы прогревает боковые породы и пропитывает их различными растворами.**

Растворы бывают двух типов:

а) поступают из магматических очагов

б) возникают на месте из метаморфических пород.

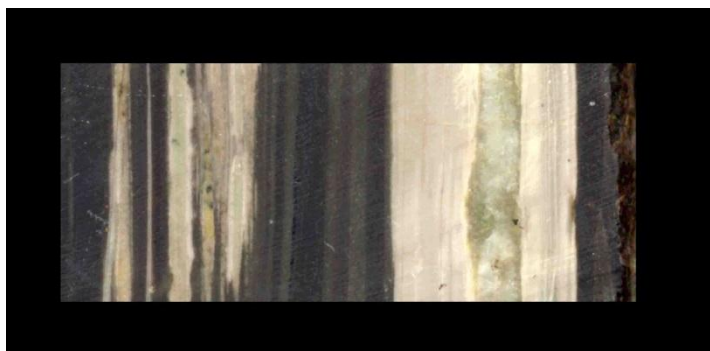
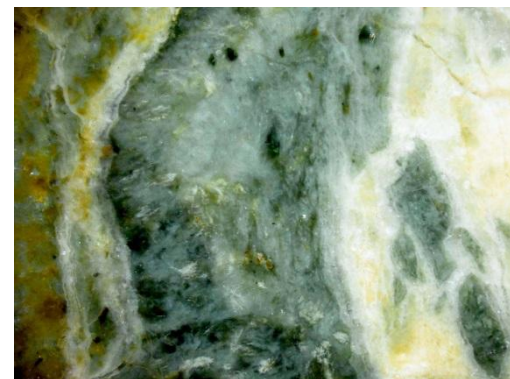
Наиболее распространенные продукты метаморфизма называются **роговиками**, поэтому и сам процесс в геологической практике часто называют **ороговикованием**. Роговики имеют резкий контакт с интрузией, но связаны постепенными переходами с вмещающими породами, на их состав влияют:

1. Химический состав внедрившейся магмы.

2. Объем внедрившейся магмы.

3. Состав пород, подвергшихся изменению.

4. Глубина формирования магматических тел



роговики

АВТОМЕТАМОРФИЗМ

Автометаморфизм, или изохимический метаморфизм, происходит в остывающих магматических породах. Происходит под влиянием изменения термодинамических условий (падение температуры и давления), а также воздействия на твердые составные части породы остаточного расплава, флюидов и гидротермальных растворов.

Выделяют периоды становления и изменения магматической породы, соответствующие автометаморфизму:

- 1. Собственно магматическая стадия ($T > 600$ °C).**
- 2. Пневматолитовая стадия ($T = 600-375$ °C).**
- 3. Гидротермальная стадия (375 °C и ниже).**

Процессы, проходящие в магматическую стадию автометаморфизма, могут осуществляться либо в твердой фазе, либо при реакции кристаллов с магматическим расплавом. К этим процессам относятся полиморфные превращения минералов и распад твердых растворов.

Изменение пород в пневматолитовую и гидротермальную стадию - происходят процессы амфиболизации, эпидотизации и альбитизации пород. Формирование содалита и канкринита в фельдшпатоидных породах. Серпентинизация гипербазитов, каолинизация гранитоидов и др.

Изменение пород в гидротермальную стадию – это наиболее низкотемпературные процессы, происходящие при температуре ниже 375 °C.

Серпентинизация приурочена к ультраосновным породам, богатым магнезиальными минералами – оливином и пироксенами. Серпентинизация может происходить и при аллохимическом изменении горных пород.

Автометаморфическая каолинизация развивается в горных породах, богатых щелочными полевыми шпатами – гранитах, сиенитах. Сначала появляются пылевидные агрегаты пелита вдоль трещин спайности, при этом они мутнеют и буреют, а затем зерна полевого шпата полностью замещаются каолинитом. В результате образуются канкринитовые и содалитовые сиениты.

Контрольные вопросы:

- 1. Какие существуют классификации метаморфических пород?**
- 2. Понятие - контактовый метаморфизм.**
- 3. Эндоконтактовые изменения на что они влияют?**
- 4. Экзоконтактовые изменения на что они влияют?**
- 5. Как проходит автометаморфизм, или изохимический метаморфизм?**

МЕТАСОМАТОЗ

Метасоматоз (метасоматизм) – это процессы преобразования пород, проходящие путем замещения одних минералов другими в твердом состоянии – без расплавления вещества. При этом происходит изменение химического состава пород.

Метасоматоз может развиваться в различной геологической обстановке и сопровождать все типы метаморфизма. Но наиболее характерны метасоматическое преобразование пород для контактовых областей, где циркулируют растворы, содержащие летучие компоненты и растворенное в них вещество.

Д. С. Коржинский различал два типа метасоматических процессов:

- а) инфильтрационный метасоматоз (фильтрационная миграция);**
- б) диффузионный метасоматоз (диффузия поровых растворов в межгранулярных пространствах).**

При инфильтрационном метасоматозе растворенные компоненты переносятся раствором. В качестве простейшего случая инфильтрации можно рассмотреть просачивание раствора через тонкозернистый песок, при этом каждая песчинка омывается раствором. Если же раствор перемещается медленно или является застойным, то привнос и вынос компонентов происходит при помощи диффузии. В природе наиболее широко распространены процессы инфильтрационного метасоматоза. В качестве примера диффузионного метасоматоза можно привести обменные реакции, происходящие на контакте карбонатных и силикатных горных пород при процессе скарнообразования (биметасоматоз).

В послемагматическом метасоматозе, связанном с гранитоидными интрузиями, В. А. Жариков выделяет четыре стадии:

- 1) ранняя послемагматическая;**
- 2) кислотного выщелачивания;**
- 3) осаждения (стадия понижающейся кислотности);**
- 4) заключительная (стадия остаточных нейтральных растворов).**

ОСНОВНЫЕ МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ

Гранитизация – это высокотемпературный кварц-полевошпатовый метасоматический процесс (600–850 °C), наиболее широко развитый среди докембрийских образований.

Натриевый метасоматоз (альбитизация) это более низкотемпературный процесс (450–600 °C). В результате натриевого метасоматоза возникают

разнообразные контактово-метасоматические и автометаморфические породы.

Грейзенизация – это среднетемпературный процесс (350–480 °C) кислотного выщелачивания, связанный с породами гранитоидного состава. Грейзены – это кварц-мусковитовые породы, образующиеся в ходе грейзенизации за счет гранитов, песчаников, глинистых сланцев и кислых эффузивов. Форма залегания грейзенов крайне разнообразна. Вокруг трещин, являющихся путями циркуляции постмагматических растворов, отмечается зональность, обусловленная сменой различных фаций грейзенов.

Наковником установлена следующая смена пород в порядке возрастания интенсивности грейзенизации:

грейзенизированная порода → кварц-мусковитовый грейзен → кварц-топазовый грейзен → кварц-турмалиновый грейзен.



кварц-топазовый грейзен



кварц-турмалиновый грейзен.

Пропилитизация

Пропилитизация – процесс гидротермального (метасоматического) изменения вулканогенных пород основного, среднего и, реже, кислого состава. Процесс происходит под влиянием **сульфатарно-фумарольной деятельности около вулканических аппаратов. Пропилиты более светлые, чем андезиты и базальты, зеленоватые мелкозернистые горные породы.** Структуры и текстуры реликтовые, в них постоянно видны остатки микролитовой структуры основной массы, контуры порфировых вкрапленников и миндалин, следы флюидалности. Лишь при наиболее интенсивной переработке возникает кристалло-бластическая мелкочешуйчатая, фибробластовая или порфиробластовая структура. Главные реагенты пропилитизации CO_2 , S и H_2O . Растворы слабокислые либо нейтральные. Температуры, рассчитанные для пропилитов Камчатки и Курильских островов, оцениваются от 60 до 200 оС. В отличие от грейзенизации при пропилитизации не происходит интенсивного выщелачивания катионов, поэтому в них устойчивы минералы, содержащие кальций, магний, железо и щелочи.

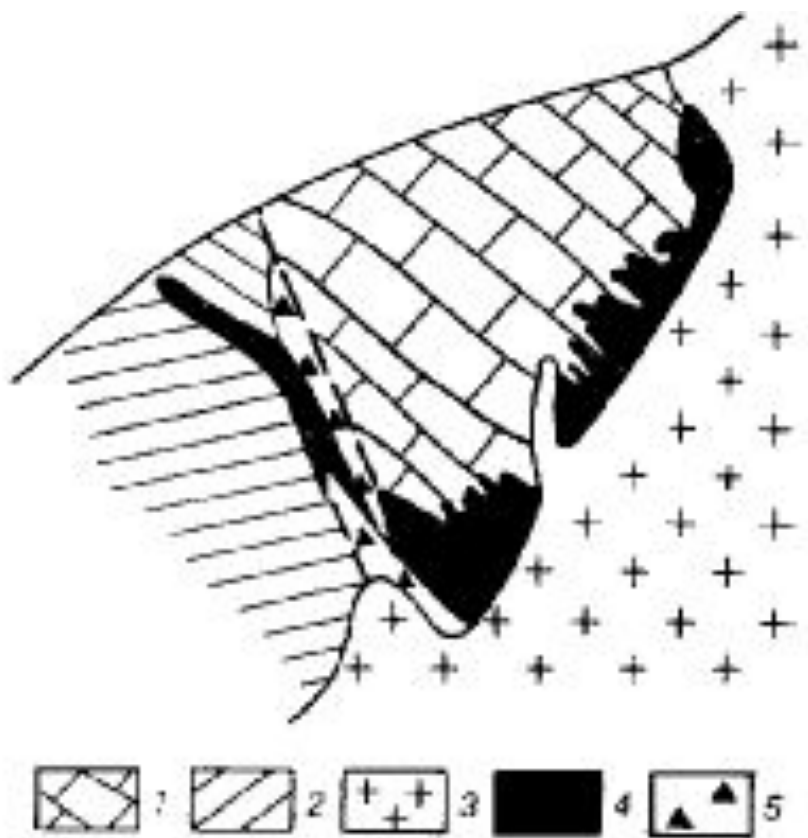
В порядке понижения температуры различают фации пропилитов:

1. альбит-актинолит-эпидотовая (наиболее высокотемпературная);
2. альбит-эпидот-хлоритовая;
3. альбит-хлорит-карбонатная;
4. серицит-карбонатная;
5. кварц-серицитовая (самая низкотемпературная).



Скарны. Процесс скарнообразования является контактово-метасоматическим и происходит на границе карбонатных и алюмосиликатных горных пород под влиянием постмагматических растворов.

Скарны – это крупно- или мелкозернистые породы переменного состава, состоящие из диопсида, геденбергита, волластонита, гроссуляра, андрадита, реже авгита, монтичеллита, тремолита, эпидота, цоизита, анортита, форстерита, сфена и др. минералов, в составе которых значительную роль играет кальций.



Скарновая залежь.

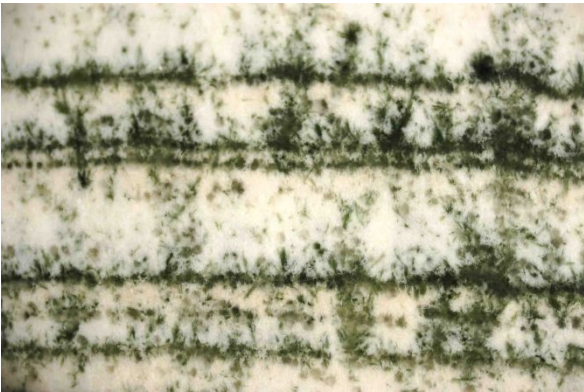
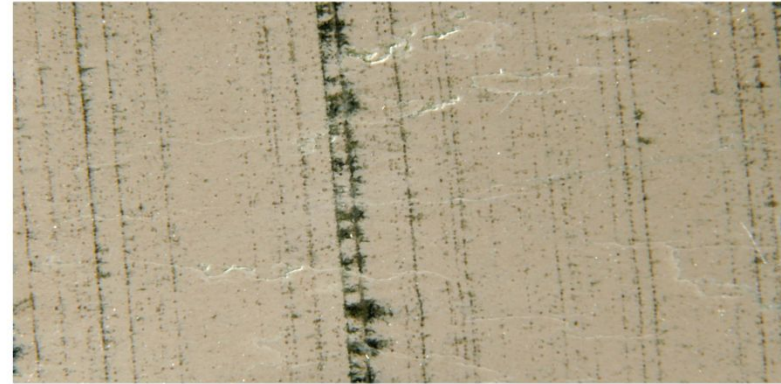
1 – известняки; 2 – глинистые сланцы; 3 – гранитоиды; 4 – скарны; 5 – месторождения редких металлов.

По П. Ф.Емельяненко и Е. Б.Яковлевой, 1985

Мощность отдельных скарновых тел изменяется от 1 до 20 м, а скарновые залежи, в пределах которых наблюдается переслаивание карбонатных пород и скарнов, может достигать нескольких сот метров. Как правило, залежи имеют зональное строение.

Скарны. По составу скарны делятся на две группы: **магнезиальные и известковые.** Главными отличиями роговиков от скарнов являются:

- а) минеральный состав скарнов при тех же основных минералах, в общем, богаче, т. к. в скарнах присутствует много акцессорных минералов, содержащих редкие и рассеянные элементы и летучие компоненты;
- б) структуры роговиков типичные роговиковые гранобластовые.



Вторичные кварциты очень своеобразные метасоматические породы, занимающие площади в областях активной вулканической деятельности. Вторичные кварциты образуются в результате гидротермально-метасоматического изменения в основном кислых и средних вулканитов. Образование вторичных кварцитов идет в условиях малоглубинного, иногда приповерхностного кислотного выщелачивания. Размещение вторичных кварцитов контролируется структурами вулканического происхождения, в частности вулканическими некками, субвулканическими интрузиями, зонами даек и др.

Во вторичных кварцитах по преобладанию тех или иных минералов выделяют фации кварцитов, которые часто располагаются закономерно:

- 1) корундовые и андалузитовые (возле зоны циркуляции растворов, температура 300–400 оС, в наиболее кислой среде);
- 2) диаспоровые;
- 3) алунитовые;
- 4) каолинитовые (температура ниже 300 оС, связаны с воздействием паров H_2O и H_2SO_4);
- 5) пирофиллитовые;
- 6) серицитовые (самые низкотемпературные



корун
Д



алуни
Т



каолинит

Березиты и листвениты

Процесс березитизации и лиственизации относится к низкотемпературным метасоматическим изменениям.

Березиты – это породы сложенные кварцем, серицитом, пиритом и карбонатом, которые образуются за счет магматических пород кислого состава.

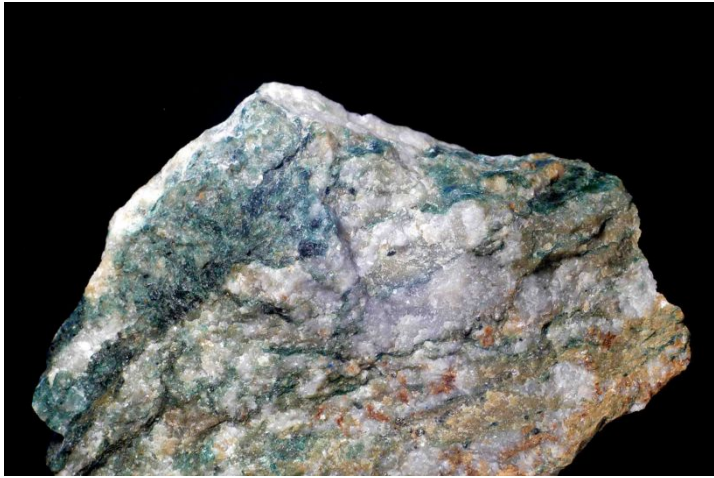
Листвениты – это породы, состоящие из кварца, хромовой слюды (фуксита), брейнерита и пирита, которые образуются при изменении ультраосновных или карбонатных пород при температуре 280–350оС.

В. А.. Жариков предлагает выделить единый процесс березитизации с подразделением его в зависимости от состава необходимых пород (березитизация—и лиственизация вызываються одними и теми же растворами богатыми CO₂ и S).

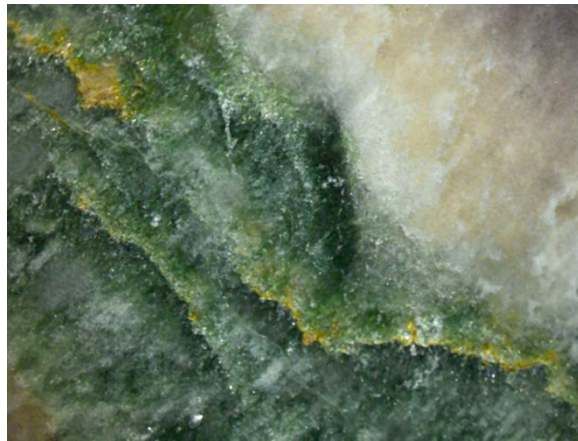
Процесс березитизации – типичное околожильное изменение, которое развивается вдоль трещин, тектонических зон, зон рассланцевания, а также вдоль контактов даек. **В центральной части зоны березитизации обычно располагается кварцевая жила**, среди которых весьма характерны так называемые «лестничные» жилы. **Среди лиственитов вместо кварцевой жилы присутствует карбонатная жила.** Наиболее типична для березитов следующая зональность:

- 1) измененный гранит-порфир;
- 2) кварц + серицит + альбит + кальцит + пирит + хлорит;
- 3) кварц + серицит + альбит + анкерит + пирит;
- 4) кварц + серицит + анкерит + пирит;
- 5) кварц + серицит + пирит;

Березиты



ЛИСТВЕНИТЫ



Полезные ископаемые

В зоне пироксен-гранатовых скарнов встречаются железные руды

(магнетитовые или гематитовые). С удалением от контакта в актинолит-эпидотовых скарнах встречаются сульфидные руды меди, свинца и цинка (месторождения на Урале – Турьинские рудники, г. Высокая, г. Благодать). С эндоскарнами и околоскарновыми породами связано редкометальное – шеелитовое, молибденитовое и касситеритовое оруденение (месторождения США, Средней Азии). В пределах СНГ имеются три области широкого развития скарнов – Урал, Западная Сибирь и Средняя Азия.

Грейзены. Выделяют два главных типа грейзеновых месторождений: 1) несульфидный тип вольфрамито-касситеритового оруденения; 2) сульфидный тип месторождений, содержащий сульфиды Fe, Cu, As, Sn, Bi, Mo, Zn, Pb и др.

Процессы пропилитизации развиты в районах вулканической деятельности. С ними генетически связаны месторождения золота, серебра, свинца, цинка, меди, сурьмы, ртути, олова и вольфрама (Хинган в Сибири, Турьинские рудники на Урале, Кураминский хребет в Средней Азии, Карпаты, Япония и др.).

С вторичными кварцитами связаны концентрации глиноземистого сырья (алунита, корунда, каолинита), -месторождение Семиз-Бугу в Казахстане. Серноколчеданные руды, часто с сульфидами меди, свинца, цинка и мышьяка (Швеция, Япония, Казахстан), месторождения золота, серебра, ртути и сурьмы. Медно-молибденовые прожилковые руды известны на Коунрадском и некоторых других месторождениях Казахстана.

С процессом березитизации связаны месторождения: золота, полиметаллов, меди, молибдена, редких металлов. Наиболее известное месторождение золота

Контрольные вопросы:

- 1. Понятие метасоматоз (метасоматизм).**
- 2. Типы метасоматических процессов.**
- 3. Основные метасоматические процессы, перечислить и дать краткую характеристику.**
- 4. Полезные ископаемые метасоматических пород.**

УДАРНЫЙ МЕТАМОРФИЗМ

Ряд метаморфических пород связан с кольцевыми структурами, образованными при падении метеоритов или искусственных подземных ядерных взрывах. Это приводит к формированию особых горных пород, объединяемых под названием импактиты, а метаморфизм, благодаря этому, называется импактным. Прохождение ударной волны порождает в течение нескольких микросекунд чрезвычайно высокое давление и температуру. Это приводит к метаморфическому изменению пород. Иногда этот процесс называют ударным (шоковым) метаморфизмом.

Ударная волна создает ореол ударно-метаморфических пород вокруг кратера (астроблемы). Во внешней части ореола отмечается дробление окружающих пород. Возникающие трещины имеют радиальную и концентрическую ориентировку. Сила ударной волны настолько велика, что трещины заполняются не «горной» мукой, а стеклом или остаются пустыми. Ближе к кратеру количество стекла возрастает. Непосредственно от места удара или взрыва образуются зювиты – брекчиевидные породы, состоящие из угловатых обломков, сцементированных стеклом. В центре кратера образуются импактиты – породы, состоящие из чистого стекла, лишенного обломков.

Зональность пород в ударно-метаморфическом ореоле выглядит следующим образом:

- 1) вмещающая порода;
- 2) порода с деформированными и потрескавшимися минеральными зернами;
- 3) порода с трещинами, выполненными стеклом;
- 4) зювит;

5) импактит

Температуры в зоне испарения (там, где образуются импактиты) достигает 10 000С, а в зоне плавления (там, где образуются зювиты) – 1500 оС.

Для астроблем характерны определенные типы пород. Катаклазиты и разнообразные брекчии, появившиеся при дроблении пород встречаются на удалении от центра удара.

Импактиты и тагамиты образуются при плавлении пород.

Зювиты образуются при перемешивании продуктов дробления и плавления.

Тектиты образуются из расплава охлажденного и застывшего в виде стекла в процессе транспортировки фрагментов пород мишени и расплава по баллистическим траекториям (перенос может осуществляться на десятки и сотни километров).

В зависимости от того, подвергались ли импактиты перемещению после своего формирования, выделяют аутигенные (автохтонные) и аллогенные (аллохтонные), т. е. переотложенные в пределах кратера или вне его образования.

В настоящее время выявлен **ряд признаков, позволяющих отличать импактиты** от сходных с ними пород. К ним относятся:

а) конусы разрушения;

б) диаплектовые преобразования в минералах;

в) появление высокобарных минералов.

Конусы разрушения формируются чаще в плотных массивных породах.

Благодаря возникающим при ударе трещинам появляются специфические текстуры пород. При ударе молотком в этом случае порода распадается на ряд конических фрагментов.

Зювиты – брекчиевидные породы, состоящие из угловатых обломков, сцементированных стеклом

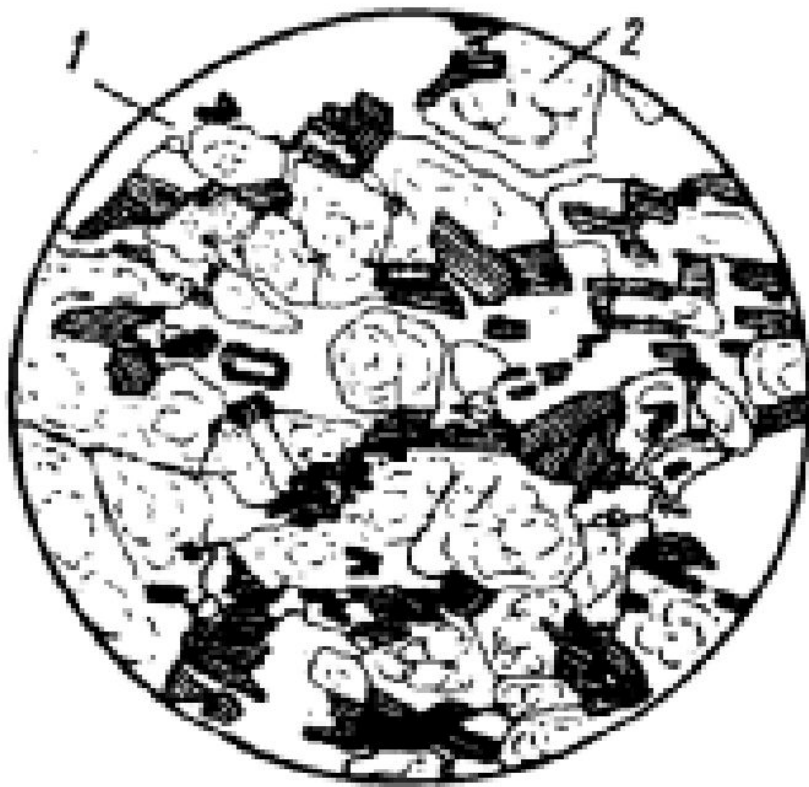


Импактиты и тагамиты образуются при плавлении пород.



Тектиты образуются из расплава охлажденного и застывшего в виде стекла в процессе транспортировки





Ударно-метаморфизованный гранит из выброшенного блока, кратер
Рис – а: 1 – светлое плавленное стекло, 2 – стекло, образовавшееся из калиевого полевого шпата при ударе; зювит из кратера
Рис – б: 1 – раздробленный при ударе плагиоклаз, 2 – раздробленный при ударе калиевый полевой шпат, 3 – коричневое стекло. По Р. Мейсону, 1981.

Одним из бесспорных **признаков импактного происхождения горной породы** является нахождение в них высокобарных минералов, это полиморфные **модификации SiO₂ (коэсит и стишовит) и углерода (алмаз и лонсдейлит)**. Наиболее надежным критерием распознавания импактной природы геологического объекта является присутствие в них ксенолитов пород и минералов мишени с признаками ударного метаморфизма: планарных деформаций, процессов изотропизации и высокобарных минералов. **Лонсдейлит и стишовит в продуктах земных геологических процессов не обнаружены**, поэтому присутствие этих минералов **является важнейшим критерием отнесения пород к импактным образованиям**.

Контрольные вопросы:

- 1. Понятие – ударный метоморфизм.**
- 2. Возникновение астроблемы.**
- 3. Как образуются Импактиты и тагамиты?**
- 4. Как образуются зювиты?**
- 5. Как образуются тектиты?**
- 6. По каким признакам выделяют импактиды от других горных пород?**

КЛАССИФИКАЦИЯ МЕТАМОРФИЗМА В. В. РЕВЕРДАТТО

- 1. Высокотемпературный монофациальный тип метаморфизма связан на 90–95 % с интрузиями и лавами основного состава, главным образом платобазальтами и субвулканическими фациями основных горных пород. Наиболее высокие температуры наблюдаются около силлов, некков, лавовых потоков. Здесь развивается санидинитовая фация.**
- 2. Высокотемпературный полифациальный тип метаморфизма связан на 65–75 % с массивами габбро, реже – диоритов, сиенитов, гранодиоритов. Здесь выделяют три фации: пироксен-роговиковую, рогово-обманко-роговиковую и мусковит-роговиковую (наиболее низкотемпературную).**
- 3. Среднетемпературный полифациальный тип метаморфизма связан на 80 % с массивами гранитоидов. Выделяют две фации: амфибол-роговиковую и авгит-энстатит-роговиковую.**
- 4. Низкотемпературный монофациальный тип связан с незначительными по мощности интрузивными телами, которые очень быстро охлаждаются. Выделяют одну фацию – мусковит-роговиковую.**
- 5. ПлутонOMETAMORFIZM (динамометаморфизм – контактовый и региональный). В. В. Ревердатто разделил этот тип на метаморфизм зон поднятий и зон погружений.**

КЛАССИФИКАЦИЯ МЕТАМОРФИЗМА ПО В. С. СОБОЛЕВУ

В. С. Соболев, пытаясь создать общую классификацию метаморфических процессов, разделил их на несколько групп.

1. Группа А – это фации контактового метаморфизма.

2. Группа В – фации регионального метаморфизма умеренных давлений.

Температуры колеблются от 300 до 900–1000 оС, давления – от 4–5 до 10 кбар.

а) В1 – фации двупироксеновых гнейсов (соответствуют гранулитовой фации П. Эскола). Температуры 750–1000 оС, давления 4–10 кбар. Субфации не выделяются.

б) В2 – фация силлиманит-биотитовых гнейсов (соответствует амфиболитовой фации П. Эскола). Температура 650–800 оС, давления 4–10 кбар.

в) В3 – фация андалузит (силлиманит)-мусковитовых сланцев (соответствует эпидот-амфиболитовой фации П. Эскола). Температуры 500–650 оС, давления 7,5–10 кбар.

г) В4 – фация зеленых сланцев. Температуры 350–550 оС, давления 7,5–10 кбар.

д) В5 – цеолитовая фация и региональный эпигенез. Температуры 100–350 оС. метаморфизму. Температура 300–1000 оС, давление 8–15 кбар.

3. Группа С – фации высокого давления. Относится к локальному метаморфизму. Температура 300–1000 оС, давление 8–15 кбар.

а) С1 – эклогитовая

б) С2 – фация дистеновых гнейсов и амфиболитовых сланцев (глаукофан-амфиболитовая фации).

в) С3 – фация дистен-мусковитовых сланцев (глаукофан-альмандиновая фация). Температуры 500–650 оС, давления до 15 кбар.

г) С4 – жадеит-лавсонит-глаукофановая фация. Температура 300–550 оС, давление более 8 кбар. Каждая выделенная фация также имеет несколько субфаций.